JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



XXXVIII. BAND. 1888.

Mit 15 Tafeln.



WIEN, 1889.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

Rothenthurmstrasse 15.



Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mittheilungen verantwortlich.

Inhalt.

I. und II. Heft.

III. Heft.

*

IV. Heft.

Verzeichniss der Tafeln.

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Director:

Stur Dionys, Ritter des k. sächsischen Albrechts-Ordens, k. k. Oberbergrath, corr. Mitgl. d. kais. Akad. d. Wiss., Membre associé de l'Acad. Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique, corr. Mitgl. der Naturf. Gesellsch. „Isis" in Dresden. Socio corrisp. del R. Istituto Veneto di scienze, lettere et arti etc. III., Rasumoffskygasse Nr. 2.

Vice-Director:

Stache Guido, Commandeur d. tunes. Niscian-Iftkhar-Ordens, Phil. Dr., k. k. Oberbergrath, Ehrenmitgl. d. ung. geol. Gesellschaft in Budapest u. corr. Mitgl. d. Naturf. Gesellsch. „Isis" in Dresden etc. III., Strohgasse Nr. 21.

Chefgeologen:

Mojsisovics Edler von Mojsvár Edmund, Commandeur d. montenegrinischen Danilo-Ordens, Officier des k. italienischen St. Mauritius- und Lazarus-Ordens, sowie des Ordens der Krone von Italien, Jur. U. Dr., k. k. Oberbergrath; corr. Mitgl. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. zu St. Petersburg und Wien, der R. Accademia Valdarnese del Poggio in Montevarchi, des R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere in Mailand, der Academy of Natural Sciences in Philadelphia, der geologischen Gesellschaften in London und Lüttich, Ehrenmitglied der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, des Alpine Club in London und der Società degli Alpinisti Tridentini etc., III., Reisnerstrasse Nr. 51.

Paul Carl Maria, Ritter des k. k. österr. Franz Josef-Ordens, k. k. Bergrath, III., Seidelgasse Nr. 34.

Tietze Emil, Ritter des k. portugiesischen Sct. Jacobs-Ordens, Besitzer des Klein-Kreuzes des montenegrinischen Danilo-Ordens, Phil. Dr., III., Ungargasse Nr. 27.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnsberg Conrad, III., Erdbergerlände Nr. 2.

Geologen:

Vacek Michael, III., Löwengasse Nr. 40.
Bittner Alexander, Ph. Dr., III. Thongasse Nr. 11.

Adjuncten:

Teller Friedrich, III. Geusaugasse Nr. 5.
Foullon Heinrich, Freih. v., III. Rasumoffskygasse Nr. 1.

Assistent:

Uhlig Victor, Phil. Dr., Privat-Docent für Paläontologie an der k. k. Universität, III., Parkgasse Nr. 13.

Praktikanten:

Tausch Leopold v., Phil., Dr., VIII., Josefstädterstrasse Nr. 20.
Camerlander Carl Freih. v., IV., Victorgasse 25.
Geyer Georg, III., Rasumoffskygasse Nr. 23.
Bukowski Gejza, VIII., Schlösselgasse 26.

Volontär:

Procházka Josef, III., Siegelgasse Nr. 21.

Bibliothek:

In Verwendung:

Matosch Anton, Ph. Dr., Praktikant der k. k. Universitäts-Bibliothek, III., Marxergasse Nr. 34.

Zeichner:

Jahn Eduard, III., Messenhausergasse Nr. 7.

Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Rechnungs-Assistent, VI., Windmühlgasse Nr. 2 a.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf
Laborant: Kalunder Franz
Zweiter Amtsdiener: Palme Franz
Dritter Amtsdiener: Ulbing Johann
Heizer: Kohl Johann
} III., Rasumoffskygasse Nr. 23 und 25.

Portier: Kropitsch Johann, Invaliden-Hofburgwächter, III., Invalidenstrasse Nr. 1.

Correspondenten

der k. k. geologischen Reichsanstalt.

(Fortsetzung des Verzeichnisses im XXXVII. Bande des Jahrbuches.)

Braun Adolf, Frh. v., Exc., Cabinets-Director Seiner k. k. Apostol. Majestät, k. k. w. geheimer Rath, Staatsrath und Kanzler etc. in Wien.
Engelmann Wilhelm, Verleger in Leipzig.
Fayol Henri, Directeur des Houillières de Commentry.
Fontaine William M., Professor der University of Virginia.
Hudleston W. H., Secretär der Geological Society of London.
Kundrat Josef, Ritter v., k. k. Regierungsrath in Wien.
Laschober Franz, k. k. Linienschiffslieutenant, Abtheilungsvorstand im k. k. hydrographischen Amte in Pola.
Powell J. W., Director U. S. geological Survey. Washington D. C.
Stevenson J. J., Dr., University of City of New-York.
Szajnocha Ladislaus, Dr., Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Krakau.
Wegerer Hubert, k. k. Ingenieur für Land- und Wasserbau in Pola.
Woeikof Alexander, Dr., Universitätsprofessor in St. Petersburg.



Nachricht. Das Doppelheft 3 u. 4, 1887 unseres Jahrbuches ist fertig gedruckt, aber der Farbendruck der beizulegenden geologischen Karte von Krakau konnte wegen unvorhergesehener Schwierigkeiten noch nicht vollendet werden. Sobald dies geschieht, gelangt auch das Heft 3 u. 4 zur Versendung und Ausgabe.

Ausgegeben am 15. Juli 1888.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1888. XXXVIII. BAND.

1. und 2. HEFT.

Mit Tafel I und II.



WIEN, 1888.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

Rothenthurmstrasse 15.

Mineralogische und petrographische Notizen.

Von Heinr. Baron v. Foullon.

Minerale von Hall in Tirol (Salzberg).

Gelegentlich eines Besuches von Hall erhielt Herr Oberbergrath von Mojsisovics durch Herrn Oberbergverwalter A. Heppner mehrere neue Mineralvorkommen aus den dortigen Salzwerken, die mir zur Untersuchung übergeben wurden.

Bleiglanz. In einem Werksbruche im Königsberger Horizont fanden sich im Kernsalz eine Anhydritablagerung und Breunerit, im Anhydrit der Bleiglanz. Der Anhydrit ist verworren grobstängelig, die Stängel sind kurz und meist durch eine schwache violette Färbung ausgezeichnet, selten rein weiss. In Form unregelmässiger flacher Putzen (ein solcher besitzt ungefähr folgende Dimensionen: $6 \times 4^1/_2 \times 2$ Centimeter, ist aber nicht in seiner ganzen ursprünglichen Ausdehnung erhalten, war also grösser) erscheint der Bleiglanz mit grobkrystallinischem Gefüge. Gegen den Anhydrit ist er meist mit grösseren Würfelflächen abgegrenzt, in die aber das umgebende Mineral oft tief eingreift. Selten verzweigen sich feinere Bleiglanzäderchen in den Anhydrit. Das Ganze ist jedenfalls eine gleichzeitige Bildung, die nachher starkem Drucke ausgesetzt war, denn der Bleiglanz erscheint zerdrückt und weist öfter eine feinblätterige wellig gekrümmte Absonderung auf.

W. v. Senger gibt in seiner Oryktographie von Tirol[1]) das Vorkommen von Antimonit für Hall als besondere Seltenheit an. F. v. Sandberger fand später Skleroklas auf[2]) und bezieht die Angaben Senger's auf dieses Mineral. In dieser Hinsicht schien es mir nicht ohne Interesse, den Bleiglanz auf einen eventuellen Gehalt an Arsen und Antimon zu prüfen. In der Lösung von circa 2 Gramm liess sich weder Antimon, noch Arsen mit Schwefelwasserstoff nachweisen. Hingegen liess sich

[1]) Versuch einer Oryktographie der gefürsteten Grafschaft Tirol. Innsbruck 1821, S. 78. Diese Angabe haben Liebener und Vorhauser in ihre Mineralien Tirols 1852 fast wörtlich übernommen, aber statt der bestimmten Angabe des Vorkommens bemerkt, dass der Antimonit vorgekommen sein soll. S. 14.

[2]) Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1879, S. 21—22.

das Vorhandensein einer Spur Arsen mittelst der Marsh'schen Probe sicher constatiren. Antimon fehlt wohl gänzlich.

Breunerit. Der miteingebrochene Breunerit erinnert durch sein Gefüge an die bekannten „Pinolithe", nur dass hier die Individuen nicht linsenförmig, sondern flach tafelig sind. Theils werden diese Massen direct von grauem derben Kernsalz umschlossen, theils sind es rundliche, über faustgrosse Knollen, die im Haselgebirge liegen. Die grössten Individuen, bis 3 Centimeter lang und meist 2—2½ Millimeter dick, treten im ersten Vorkommen auf, in letzterem sind sie bedeutend kleiner. Namentlich letztere Stufen zeigen schwarze Farbe, weil die Oberfläche der Krystalle vielfach mit kohliger Substanz überzogen ist. Verkittet sind sie durch Steinsalz, wenn man daher grössere Stücke in Wasser legt, so zerfallen die Aggregate in einzelne Individuen denn auch dort, wo sie direct mit einander verwachsen scheinen, trennen sie sich leicht. Der meist sehr dünne Ueberzug von kohliger Substanz haftet ziemlich fest an der Oberfläche, durch Reiben mit den Fingern ist er nicht vollständig zu beseitigen; eingeschlossen erscheint sie nur in minimaler Menge. Die Breuneritsubstanz selbst ist licht weingelb mit einem Stich in's Graue, nur ganz dünne Blättchen sind durchsichtig. Manche Individuen zeigen Seidenglanz, wohl nur in Folge der Rauhigkeit der Oberfläche. Auffallend ist die Form der isolirten Blätter; sie besitzt vielfach einen rhombischen Charakter sowohl in horizontaler Projection auf die Flächen grösster Entwicklung gesehen, als auch bezüglich der randlichen Zuschärfung. Die beiden am stärksten ausgebildeten Flächen entsprechen der Basis, man sieht auf ihnen in dünngeschliffenen Präparaten die Axe austreten, leicht ist noch das Grundrhomboeder nachzuweisen. Die übrigen Flächen, welche die seitliche Begrenzung bilden und die gegen das Grundrhomboeder immer stark vorwalten, sind aber keine Krystallflächen im gewöhnlichen Sinne, sondern das Resultat der Abformung an benachbarten Individuen, die sich in der vollständigen Ausbildung gegenseitig gehindert haben.

Es schien nicht ohne Interesse, die chemische Zusammensetzung dieses Breunerits kennen zu lernen und so wurden ausgewählte Spaltblättchen, die nur minimale Mengen kohliger Substanz enthielten, der chemischen Analyse unterzogen, deren Resultate unter I angeführt erscheinen. Nebenstehend befindet sich das Ergebniss einer Analyse von Stromeyer, II, die an schwarzem Haller Breunerit ausgeführt wurde. [1])

	I	entsprechend Carbonaten	II	entsprechend Carbonaten
Eisenoxydul . =	11·88 Proc.	19·14 Proc.	5·00 Proc.	8·05 Proc.
Manganoxydul =	1·36 „	2·04 „	1·51 „	2·44 „
Magnesia . . . =	37·68 „	79·13 „	42·71 „	89·69 „
		100·31		100·18

Obwohl die vorliegende Mischung mehr als doppelt soviel Eisenoxydul enthält als die von Stromeyer untersuchte, ist der Mangangehalt bei dem neuerlich analysirten Breunerit sogar etwas geringer. In dem von Stromeyer untersuchten kommen auf 12 Magnesiumcarbonat

[1]) Citat aus Rammelsberg's Handbuch der Mineralchemie. 1875, S. 232.

1 Eisen- und Mangancarbonat (genauer 11·83 : 1). Substituirt man in der von mir ausgeführten Analyse ebenfalls das Mangan für Eisen, so entspricht das Mischungsverhältniss den Zahlen 5 : 1 (5·1 : 1).

Blödit. Schon Liebener und Vorhauser geben das Vorkommen im Salzberge an.[1]) Das Mineral tritt nach ihnen in kleinen, Nussgrösse nicht überschreitenden derben Partien auf, entweder für sich oder Polyhalit umgebend. Nach ihnen ist er im Salzthon mit Steinsalz eingewachsen, jedoch sehr selten.

Am Schlusse der Abhandlung: „Beitrag zur Kenntniss der Salzlager" bemerkt Tschermak, dass er sich von dem Vorkommen des Blödits in Hall an Stücken des Mineraliencabinets selbst überzeugen konnte.[2])

Im vergangenen Jahre wurden von der Bergverwaltung in Hall zahlreiche Stücke mit einem Salz an das hohe Finanzministerium eingesendet, in welchem erstere Astrakanit vermuthet. Die Proben erhielt das Hofmuseum und der Freundlichkeit des Abtheilungsvorstandes, Herrn Custos Dr. A. Brezina, verdanken wir ein reiches Untersuchungsmaterial. Dem Begleitschreiben der Bergverwaltung entnahm ich über das Vorkommen folgende Daten:

Die Muster finden sich meistentheils nur in einzelnen Putzen, Knollen und kleinen Linsen im rothen Kernsalz oder in Begleitung desselben, auch mit demselben innig gemengt, wo sie dann bei dem Zutritt atmosphärischer Luft als Ausblühungen zum Vorschein kommen. — An eine bestimmte Region des Salzlagers ist das Vorkommen der rothen Kernsalzstreifen und mit diesen der in Rede stehenden fremden Salze nicht gebunden. Die Proben sind dem Hinterhaupte des Salzlagers im Fürst Metternichschurfe entnommen (im Hintergrunde der Mitterberger Etage), weil sie dort charakteristischer auftreten und leichter zugänglich waren. Es kommen diese Salze jedoch auf dem Schmidtschurf, im Bruck- und Schwindwerke, dann im Vorhaupte des Salzlagers im Utscheider-, Franz- und Stosswerke und an anderen Orten, aber stets nur in geringen Mengen vor.

Es wird sich zeigen, dass die Vermuthung der Bergverwaltung bezüglich der Natur des Salzes richtig war; aus obiger Darstellung entnehmen wir, dass das Vorkommen des Blödits in Hall wohl quantitativ gering, aber keineswegs selten ist.

Die uns zugekommenen Proben sind hauptsächlich dreierlei Art.

1. Ellipsoidische Knollen verschiedener Grösse, die im rothen Kernsalz liegen.
2. Kleine Bröditkörner im Steinsalz.
3. Blöditpartien im Haselgebirge.

Zu 1. Die ellipsoidischen Knollen besitzen öfters eine recht regelmässige Gestalt, ein mir vorliegender hat einen Maximaldurchmesser von circa 8 Centimeter; ein im k. k. naturhistorischen Hofmuseum erliegendes Stück erreicht nahezu doppelte Dimensionen. Die kleinsten haben noch immer grösste Durchmesser von circa 4—$4^1/_2$ Centimeter.

Da die Structur wohl geeignet ist, auf die Bildung dieser Knollen einiges Licht zu werfen, so mag es gestattet sein, dieselbe eingehender

[1]) a. a. O. S. 55 u. 56.

[2]) Sitzungsb. d. kais. Akad. d. Wissensch. 1871, Bd. 83, Abth. I, S. 324.

zu betrachten. Alle mir vorliegenden Knollen lassen einen schaligen Aufbau erkennen, d. h. es lässt sich ein Kern und eine Hülle unterscheiden. Die Massenverhältnisse von Kern und Hülle sind wechselnde, bald ist der erstere im Verhältnisse zu letzterer klein, bei anderen Stücken bildet die Hülle eine nur 2—3 Millimeter dicke Schicht. Die übrigen Proben bieten zwischenliegende Verhältnisse dar. Das grösste Stück zeigt in der Structur des Kernes und der Hülle nur wenig Verschiedenheit, beide scheinen dem unbewaffneten Auge dicht, doch scharf von einander getrennt. Die Farbe der Substanz ist in compacten Stücken licht, gelb bis schwach grünlich, zeigt Wachs- und Fettglanz und ist durchscheinend bis kantendurchscheinend. In Dünnschliffen wird die Bröditmasse farblos, durchsichtig und erweisen sich Kern und Hülle als krystallinisch. Die Grösse der Individuen ist ausserordentlich wechselnd und in den verschiedenen Partien ziemlich regellos vertheilt. Im Kern waltet im Allgemeinen eine krypto-krystallinische Structur vor, in dem dichten Gewirre feinster Körnchen liegen aber auch grössere rundliche und stängelige Individuen mit bis 1 und 2 Millimeter Durchmesser. In der Hülle walten grosse stängelige Individuen vor, namentlich gegen die Peripherie, die gegen das umgebende Kernsalz mit rauher, complicirter Oberfläche, aber dennoch scharf absetzt.

Eigenthümlich gestalten sich die Ausblühungen, welche in trockener Luft entstehen. An dem grössten Stücke, von dem das Material zu den unten folgenden Analysen genommen wurde, blieb der Kern bisher von solchen nahezu frei. Auf den Bruchflächen der dicken Hülle stellten sich bald winzige Häufchen ein, deren Anordnung gegeneinander auf eine Entstehung längs radial verlaufender Linien hindeutet, die dem radialstängeligen Gefüge der Bröditindividuen entspricht. In den anderen Knollen hingegen lässt sich in der Hülle eine, nicht sehr vollkommen entwickelte, concentrisch schalige Anordnung der Individuen erkennen, die Ausblühungen treten auch anders vertheilt auf. Sie erscheinen zuerst im Kern in eigenthümlicher Anordnung. Es verlaufen durch denselben Systeme schwach divergirender, circa $1\frac{1}{2}$ Millimeter breiter Lamellen, die völlig frei von den Neubildungen sind, während in den zwischen ihnen entstehenden Räumen die Ablagerungen stattfinden, und zwar in der Weise, dass die Dichte der Häufchen gegen den Rand des Kernes von der Mitte aus zunimmt. — In anderen Fällen durchkreuzen sich solche Lamellen in regelloser Weise. Diese Erscheinung gibt uns weitere Aufschlüsse über die Anordnung der die Knollen aufbauenden Individuen, wir sehen ausnahmslos eine Theilung in Kern und Hülle, andererseits aber eine wechselvolle Form und Lage der Individuen innerhalb dieser beiden Partien. Der Verlauf der so geordneten Veränderung scheint in zweierlei Umständen begründet. Es hat erstens den Anschein, als ob hauptsächlich die kleinsten, staubförmigen Individuen zuerst einer Zersetzung unterliegen würden, während die grösseren weit länger intact bleiben; zweitens sind die Lamellen und die angeführten, zum grössten Theile aus grösseren Individuen zusammengesetzten Hüllen von den Nachbarpartien durch feinste Klüftchen getrennt oder es zeigen die stängeligen Individuen solche zwischen sich, wodurch ein Wandern einzelner Theilchen möglich wird. Hier-

durch wird das Auftreten der Ausblühung auf der Hülle desjenigen Knollen erklärt, bei welcher gerade diese hauptsächlich aus gröber stängeligen Individuen zusammengesetzt ist, zwischen denen, namentlich gegen den Kern zu, es aber auch nicht an staubförmigen Partikeln fehlt.

Für das richtige Verständniss der unten folgenden Analysen war es natürlich geboten, die Art der auftretenden Beimengungen zu constatiren. Vielfach ist die Blöditmasse von rothen Schmitzen in wechselnder Grösse und ganz unregelmässiger Form durchsetzt. Es war zwar leicht möglich, für die chemische Untersuchung Salzpartien auszuhalten, die von solchen frei waren, immerhin konnten sie für die Entstehungsweise des Blödits von Bedeutung sein. Uebergiesst man Blöditknollen mit Wasser, so lösen sie sich sehr bald auf, hinterlassen aber einen Rückstand, aus dessen röthlicher Farbe leicht zu erkennen ist, dass er von den angeführten röthlichen Schmitzen herrührt. Die rückbleibenden krümeligen Körner sind meist ungefähr stecknadelkopfgross, selten sinken sie in ihren Dimensionen so weit herab, dass sie einen feinen Staub bilden. Die complicirte Oberfläche ist glänzend, nichts weist darauf hin, dass die Substanz vom Wasser angegriffen worden wäre. Die Färbung ist ungleichmässig, einige wenige Körner sind schwach gelblich, andere ziemlich stark roth. Ausser dieser Verschiedenheit lässt sich irgend ein Unterschied in der Substanz der Körner nicht wahrnehmen. Unter dem Mikroskop gibt sich als Ursache der Färbung ein sehr ungleichmässig vertheiltes rothes Pigment zu erkennen. Uebergiesst man diese Körner mit viel Wasser, so lösen sie sich bald auf, namentlich in der Wärme. Es bleibt ein weisser Staub zurück, der aus Aggregaten kleiner, farbloser, typischer Gypskrystalle besteht, die Lösung ist etwas trüb. Lässt man längere Zeit absitzen, so wird sie unter Absatz eines feinen rothbraunen Schlammes ganz klar. Die Gypskrystalle sind keine bei der Lösung entstehende Neubildung, sie lassen sich unter dem Mikroskop zum Theil schon frei zwischen den Salzkörnern erkennen, zum Theil sind sie auf diese aufgewachsen oder von ihnen so umschlossen, dass nur die Spitzen der Krystalle heraussehen. Wird der feine Schlamm ausgewaschen, so lässt sich in ihm nichts als Eisenoxyd nachweisen. Die vom Gyps befreite Lösung gibt eine starke Reaction auf Schwefelsäure und Kalk, eine schwächere auf Magnesia, die Körner, direct in die Flamme gebracht, geben Kalireaction. Lässt schon das ganze Aussehen dieser Salzkörner auf Polyhalit schliessen, so wird diese Vermuthung durch den chemischen Befund bestärkt. Es wäre nun wohl erwünscht gewesen, durch eine quantitative Analyse den directen Beweis zu erbringen, allein es hätte das ganze Blöditmaterial gelöst werden müssen, um für eine vollständige Analyse genügend Substanz zu erhalten. Aus drei gelösten Knollen erhielt ich durch Aussuchen unter der Lupe 0·312 Gramm, mit welchen eine Alkalienbestimmung ausgeführt wurde, die hier wohl am massgebendsten sein dürfte. Die 0·312 Gramm lieferten 0·0740 Gramm Chloralkalien, diese 0·2430 Gramm Kaliumplatinchlorid, wodurch sogar eine kleine Ueberbestimmung resultirt, denn die 0·0740 Gramm Chloralkalien entsprechen 15 Procent Kali, die 0·2430 Gramm Kaliumplatinchlorid 15·04 Procent Kali. Die Prüfung des Filtrates ergab keine Spur Natron.

Die Formel des Polyhalit erfordert 28·93 Procent Kaliumsulphat, die obigen 15 Procent Kali entsprechen nur 27·74 Procent an solchem. Zum Theil mag diese Differenz auf die unvermeidlichen Verluste bei der Alkalienbestimmung zurückzuführen sein und auf die angewendete kleine Substanzmenge, wodurch der Fehler bei der Berechnung wesentlich vergrössert wird, denn der Differenz von 1·19 Procent entspricht bei 0·312 Gramm nur 2 Milligramm Kali. — Möglicher oder vielleicht besser wahrscheinlicher Weise hat der vorliegende Polyhalit einen geringeren Kaligehalt, worauf auch die meisten Polyhalitanalysen hinweisen. Auf diesen scheinbar nebensächlichen Umstand wurde deshalb näher eingegangen, weil es ein wesentliches Interesse hat, nachzuforschen, ob neben Polyhalit nicht auch Kiserit oder Löweit vorkommen. Tschermak hat nämlich ursprünglich die Ansicht ausgesprochen, dass der Simonyit von Hallstatt aus dem Polyhalit entstehe [1]), auf Grundlage weiterer Forschungen diese aber dahin abgeändert, dass Löweit und Simonyit aus Kiserit hervorgegangen seien.[2]) Obwohl nun die Abwesenheit des Kiserits im vorliegenden Falle wohl nur durch eine quantitative Analyse oder wenigstens eine quantitative Bestimmung der Magnesia eine sichere Stütze erfahren hätte, so glaube ich doch auf Grundlage der Gleichartigkeit des zur Alkalienbestimmung verwendeten Materials und dieser Bestimmung selbst annehmen zu müssen, dass in dem mir vorliegenden Blödit kein Kiserit enthalten ist. Auf das den Blödit umgebende Steinsalz wird noch zurückzukommen sein. Ausser den Einschlüssen von Polyhalit und sehr geringer Mengen von Gyps gewahrt man unter dem Mikroskop noch solche von Steinsalz, das theils in kleinen Körnchen, theils in wohl ausgebildeten Würfelchen auftritt.

Die Analyse der von den rothen Einschlüssen sorgfältigst gereinigten Bröditmasse ergab folgende Resultate, und zwar beziehen sich die unter I angeführten Werthe auf den Kern, die unter II auf die Hülle eines und desselben Knollen. Unter III sind die gefundenen Mengen vorher geglühten Materials der Hülle gegeben.

		I.		II.		III.	
Schwefelsäure	=	46·35	Procent	46·69	Procent	46·42	Procent
Magnesia	=	12·59	„	12·60	„	12·49	„
Natron	=	17·20	„	16·98	„	—	
Chlor	=	0·99	„	0·56	„	0·48	„
Wasser	=	23·78	„	24·11	„	—	
	=	100·91		100·94			

Von Kali und Kalk konnten keine Spuren nachgewiesen werden, es beweist dies wohl die Abwesenheit von Polyhalit im verwendeten Material, das sich übrigens auch rasch ohne Rückstand in wenig Wasser löste, wobei eventuell vorhandener Polyhalit und Gyps vollständig zurückgeblieben wäre, wie aus den oben angeführten Daten hervorgeht, wonach der Polyhalit durch das mit anderen Salzen geschwängerte Wasser nicht im mindesten angegriffen wird.

[1]) Ueber den Simonyit, ein neues Salz von Hallstatt. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wissensch. 1870, Bd. LX, 1. Abth., S. 718—724. Darin S. 724.

[2]) Beitrag zur Kenntniss der Salzlager. Ebenda, 1871, Bd. LXIII., 1. Abth., S. 305—324. Darin S. 321.

Die ersten für die mikroskopische Untersuchung hergestellten Präparate enthielten zufällig keine Steinsalzeinschlüsse. Da andererseits das beim Glühen abgehende Wasser deutlich saure Reaction zeigte und sich in demselben auch Chlor nachweisen liess, so war die Gegenwart von Chlormagnesium nicht ausgeschlossen. Nachdem die Steinsalzeinschlüsse gefunden waren, klärte sich die Anwesenheit einer Spur Chlor, resp. Salzsäure, von selbst auf, und kann ich es füglich unterlassen, die Versuche und deren Resultate anzuführen, welche unternommen wurden, um allfällig vorhandenes Chlormagnesium nachzuweisen.

Bezüglich des Ganges der Analyse ist nicht viel zu bemerken, es sei nur hervorgehoben, dass auf die Reinigung des aus 0·5 Gramm Substanz erhaltenen schwefelsauren Baryts die grösste Sorgfalt verwendet wurde. Die Abscheidung der Magnesia erfolgte bei der Natronbestimmung, nach vorheriger Ausfällung der Schwefelsäure, mittelst der Quecksilberoxydmethode. Das Wasser wurde durch Auffangen im Chlorcalciumrohre direct bestimmt.

Nach diesen Bemerkungen sei es gestattet, auf die Resultate der Analyse selbst einzugehen. Der Formel des Blödits: $Na_2\,SO_4\,Mg\,SO_4 + 4\,H_2\,O$ entsprechen 53·29 Procent $Na_2\,SO_4 + 2\,H_2\,O$ und 46·71 Procent $Mg\,SO_5 + 2\,H_2\,O$.[1] Wenn das gefundene Chlor auf Chlornatrium berechnet wird, so erhalten wir folgende Verhältnisse:

I. Kern.

	für $Na\,Cl$	für $Mg\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	für $Na_2\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	Summe	Gefunden
Schwefelsäure =	—	25·18%	21·09%	46·27%	46·35%
Magnesia . . =	—	12·59 „	—	12·59 „	12·59 „
Natron . . . =	0·86%[2]	—	16·34 „	17·20 „	17·20 „
Chlor . . . =	0·99 „	—	—	0·99 „	0·99 „
Wasser . . =	—	11·33 „	9·49 „	20·82 „	23·78 „
=	1·63%	49·10%	46·92%	97·87%	100·91
ab Sauerstoff für das im $Na\,Cl$ enthaltene Na					0·22
					100·69

II. Hülle.

	für $Na\,Cl$	für $Mg\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	für $Na_2\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	Summe	Gefunden
Schwefelsäure =	—	25·20%	21·28%	46·48%	46·69%
Magnesia . . =	—	12·60 „	—	12·60 „	12·60 „
Natron . . . =	0·48%[3]	—	16·50 „	16·98 „	16·98 „
Chlor . . . =	0·56 „	—	—	0·56 „	0·56 „
Wasser . . =	—	11·34 „	9·58 „	20·92 „	24·11 „
=	0·92%	49·14%	47·36%	97·54%	100·94
ab Sauerstoff für das im $Na\,Cl$ enthaltene Na					0·12
					100·82

[1]) Die Procentzahlen in Rammelsberg's Handbuch der Mineralchemie, 2. Aufl., 1875, S. 262 sind unrichtig, es muss heissen:

SO_3 =	47·90	Procent
$Na_2\,O$ =	18·56	„
$Mg\,O$ =	11·98	„
Aq =	21·56	„
	100·00	

[2]) Entspricht 0·64 Procent Na. [3]) Entspricht 0·36 Procent Na.

Wenn man die beiden Zusammenstellungen vergleicht, so ersieht man, dass die gefundenen und berechneten Werthe eine befriedigende Uebereinstimmung geben, bis auf den Wassergehalt, der sich in beiden Fällen weit höher herausstellt, als er für die aufgestellte Formel zulässig ist. Die Proben kamen mit hohem Feuchtigkeitsgehalt in unseren Besitz, lagen aber, bevor sie der Analyse zugeführt wurden, mehrere Monate an trockener Luft, scheinen aber trotzdem nicht „ausgetrocknet" zu sein. Künstliche Trocknungsversuche führen hier zu keinem geeigneten Resultat, denn sowohl bei einer Temperatur von 100° oder bei niedrigerer über Schwefelsäure geht bald Wasser verloren, welches dem Salz als Krystallwasser angehört, was sich durch entstehende Trübung documentirt. Man müsste so den Zeitpunkt, zu welchem der Substanz kein hygroskopisches Wasser mehr anhaftet, gerade nur errathen, abgesehen von den dabei vorgehenden Veränderungen des Salzes selbst, die unten ausführlich besprochen werden. Wenn man den Wasserüberschuss als mechanische Beimengung ansieht, was wohl den Thatsachen am entsprechendsten sein wird, so gestalten sich die Mischungsverhältnisse folgendermassen:

	$Mg\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	$Na_2\,SO_4 + 2\,H_2\,O$	
Theoretisches Erforderniss:	46·71 Procent	53·29 Procent	= 100
Gefunden im Kern: . . .	51·14 „	48·86 „	= 100
„ in der Hülle: .	50·92 „	49·08 „	= 100

Man ersieht hieraus, dass in dem analysirten Material das Magnesiumsulphat gegen das Natriumsulphat vorwaltet, während in dem nach der Formel zusammengesetzten Salze das Umgekehrte der Fall ist. In I sind um 4·43 Procent, in II um 4·21 Procent zu viel Magnesiumsulphat und eben so viel zu wenig Natriumsulphat vorhanden, ein Umstand, der wohl in der Entstehungsart des Blödit begründet ist.

Wenn hier für das vorliegende Salz zu der älteren Bezeichnung: Blödit zurückgegriffen wurde, so hat das seine Begründung in dem verschiedenen Verhalten desselben entgegen der gleich zusammengesetzten Verbindung, welcher Tschermak den Namen Simonyit gab. Aus dieser lässt sich bekanntlich bei 100 Grad nur so viel Wasser austreiben, dass Löweit zurückbleibt. Bei der vorliegenden ist dies, wie ich mich durch wiederholte Versuche überzeugte, nicht der Fall. Allerdings gehen auch hier jene Mengen Wasser, welche der Blödit mehr als der Löweit enthält, leichter ab als der Rest. Setzt man aber das Salz weiter noch der Temperatur von 100 Grad aus, so geht, wenn auch nur sehr langsam, doch noch immer wieder Wasser ab. Auch bezüglich der Verwitterbarkeit bestehen Unterschiede, indem der Simonyit an trockener Luft nicht oder doch sehr schwer sich verändert, das vorliegende Salz, wenigstens in feinen vertheilten Partien bei fortgesetztem Wasseraustritt sich bald verändert.

Zu 2. Die zweite Art des Vorkommens ist von der ersten dadurch verschieden, dass im Steinsalz viele kleine Bröditpartien unregelmässig vertheilt sind, auch existirt hier die Zusammensetzung aus Kern und Hülle nicht. Manchmal treten diese kleinen Blöditpartien zu häutigen Aggregaten zusammen, die auf Querbrüchen als langgezogene Schmitzen erscheinen. Sie bestehen aus der Zusammenhäufung kleiner bis staubförmiger Individuen, die im centralen Theil, im Allgemeinen am kleinsten

sind und am dichtesten beisammen liegen. Gegen das umgebende Steinsalz besteht keine scharfe Grenze, es erscheinen grössere Krystallkörner des Blödit im Salz eingestreut. Hier treten Polyhalit und Gyps noch weit häufiger auf als in den Knollen, sie liegen sowohl in den Bléditconcretionen als auch selbstständig im Steinsalz, der Gyps wird häufig von Polyhalit umschlossen und fast ausnahmslos zeigen sich auf den öfter erbsengrossen Körnern des letzteren winzige Gypskryställchen aufgewachsen, noch häufiger aber weisse Pseudomorphosen. Der Polyhalit scheint nie Steinsalz oder Blödit einzuschliessen, wenigstens kann man an den rückbleibenden Körnern nichts Derartiges wahrnehmen, auch zeigt der durch Lösen des Steinsalzes erhaltene Polyhalit keine Spur einer Chlorreaction. Mit dem Steinsalz geht natürlich auch der Blödit in Lösung.

Ausser den, nur Zehntelmillimeter messenden, aufsitzenden, als Pseudomorphosen angesprochenen Kryställchen finden sich solche auch frei im Lösungsrückstande. Sie erinnern ihrer Form nach an Gyps, sind rein weiss, zeigen mehrfach Höhlungen von nun gelösten Salzeinschlüssen. Als Pseudomorphosen verräth sie auch ihr lockeres Gefüge, leicht lassen sie sich zu einem weissen Mehle zerdrücken. In verdünnter Salzsäure gelöst geben sie starke Reactionen auf Schwefelsäure und Kalk. Alle Individuen sind lang prismatisch, in der Prismenzone lassen sich sechs Flächen beobachten, nicht selten nur fünf, abgestumpft werden diese Säulchen durch je zwei schief aufsitzende Flächen, die öfter parallel ihrer Combinationskante eine leichte Streifung zeigen. Die an vier solchen Kryställchen ausgeführten partiellen Winkelmessungen haben die folgenden Werthe ergeben, welche, mehr weniger genäherten, Formen des Gypses entsprechen. Es liegen demnach Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gyps vor. Es konnten nur Schimmermessungen ausgeführt werden und sind zum Vergleiche der gefundenen Werthe die nach den Angaben von Hessenberg[1]) und Brezina[2]) berechneten beigefügt:

	berechnet	gemessen
h h' (120) $(1\bar{2}0)$	72° 36′	72° 20′
l l' (111) $(1\bar{1}1)$	36° 30′	36° —
b l (010) (111)	71° 45′	71° 30′
h l (120) (111)	53° 31′	52° 50′ [3])
d h (101) (120)	68° 53′	69° 30′

Die Krystalle sind nach der *a*-Axe säulenförmig, *b* (010) tritt nur als schmale Abstumpfung auf. Oefter sind *l* und *l'* nur einseitig ausgebildet, statt der Gegenflächen beobachtet man *d* $(10\bar{1})$. Die vier Prismenflächen *h* (120) bilden kleine Rhomben.

---

[1]) Hessenberg, Mineralogische Notizen. 1877, Nr. 10, S. 36.

[2]) Brezina, Krystallographische Studien etc. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt (mineralogische Mitth.). 1872, darin S. 19. Goldschmidt's Index war bei der Drucklegung dieser Arbeit noch nicht bis zum Gyps vorgeschritten. Wie ich nun ersehe, hat er die Aufstellung nach Beckenkamp angenommen. Da die Buchstabenbezeichnung beibehalten wurde, ist eine Orientirung leicht auszuführen.

[3]) Die grössere Abweichung wird leicht erklärlich, wenn man berücksichtigt, dass hier ein Justirfehler sehr empfindlich wirkt und solche bei der Beschaffenheit des Materials unvermeidlich sind.

Der Gyps erscheint häufig mit denselben Formen, an den wasserhellen Kryställchen kommt *d* (101) oft vor, auf dieser Fläche kann die gerade Auslöschung nachgewiesen werden. Diesem Habitus entsprechen die Einzelindividuen. In den, in nicht geringer Zahl vorhandenen Gruppen sind die Individuen tafelförmig nach *b* (010), mit schwacher Zuschärfung durch *l* (111), parallel verwachsen sind die Individuen nach *a* (100). An einer einzigen solchen Gruppe war eine theilweise Umwandlung des Gypses in Anhydrit zu beobachten, die sonst ausnahmslos Einzelindividuen betroffen hat. In den noch frischen Krystallen konnte die Auslöschung auf *b* (010) mit $35^1/_2$ Grad (statt $36^1/_2$ Grad) bestimmt werden.

Es ist nicht erfindlich, warum der Gyps hier sein Wasser abgibt, da es ja an solchem nicht mangelt, wie der Wasserüberschuss im benachbarten Blödit beweist.

Das, die Blöditvorkommnisse 1 und 2 umgebende Steinsalz ist bis auf Entfernungen von 3—4 Centimeter von diesen mit kleinen Bläditpartien, vielen Polyhalitkörnern, zahlreichen Gypskryställchen und Gruppen und dem pseudomorphen Anhydrit durchschwärmt. Wie weit sich diese Beimengungen in das Salz erstrecken, kann aus den vorliegenden Proben nicht beurtheilt werden.

Zu 3. Die dritte mir vorliegende Art des Blöditvorkommens ist jene im Haselgebirge. Es sind dies zum Theile regellose Gemenge von Thon, grobstängeligem und blätterigem Gyps, Blöditmassen und Polyhalitkörnern; zum anderen Theil Partien, in denen vorwaltender Thon einerseits, Gemenge von Polyhalit, Blödit und Gyps anderseits streifige Lagen bilden. Es lässt sich in dem Verhalten des Polyhalits eine interessante Erscheinung beobachten. Durch mehr als zehn Versuche habe ich mich überzeugt, dass bei der Lösung aller jener Gemenge, in denen Steinsalz oder Blödit gegen Polyhalit stark vorwalten, der Polyhalit keine Veränderung erleidet, selbst dann nicht, wenn man so viel kaltes Wasser anwendet, dass eine ziemlich schwache Salzlösung entsteht. Weder enthält die Lösung Kalk, noch gewahrt man im Rückstande neugebildete Gypskrystalle. Uebergiesst man die salz- und blöditarmen Haselgebirgsstücke, die viel Polyhalit enthalten, mit dem 2—3fachen Volum Wasser, so beginnt bald die Zersetzung des Polyhalits, auf der Oberfläche des Rückstandes (Thon und Gyps) schiessen unzählige Gypskryställchen an. Meist setzen sich viele an einem Punkte auf, von dem sie radial ausstrahlen, das Ganze bildet einen reizenden Anblick. An den langen, wasserklaren Säulchen waltet meist *b* (010) vor, ein Prisma stumpft die dünnen Säulchen nach der Längsentwicklung und Pyramidenflächen [wahrscheinlich *l* und *l'* (111) und (1$\bar{1}$1)] die Enden ab. Seltener sind andere Combinationen und Zwillinge. Diese neugebildeten Krystalle lassen sich von den oben beschriebenen auf den ersten Blick unterscheiden. Die scharfe Ausbildung, vollkommene Klarheit und das Fehlen von Einschlüssen charakterisiren sie. Dort, wo die primären Krystalle auch ganz durchsichtig sind und ähnlichen Habitus haben, sind sie aber in parallel verwachsenen Gruppen angeordnet, kürzer, gedrängter, die Kanten sind meist abgerundet, manche Flächen gestreift. Während die neugebildeten Krystalle ringsum von ebenen Flächen begrenzt werden (mit Ausnahme einzelner Individuen und Zwillinge, wo statt der scharfen pyramidalen Zuschärfung Abrundungen

auftreten), sind die Flächen der primären gegen die Ränder gekrümmt und zeigen öfter verhältnissmässig grosse Unterbrechungen in der Continuität, die von Höhlungen herrühren, welche durch Einschluss und erfolgte Lösung leicht löslicher Salzpartikel entstanden sind.

Dieses Verhalten des Polyhalits ist wohl geeignet, auf seine Bildung einiges Licht zu werfen und werde ich durch weitere Versuche die Sache verfolgen, und mich in Folge dessen hier jeder weiteren Schlussfolgerung enthalten. Desgleichen bezüglich des Blödits, dessen Entstehungsweise mir noch keineswegs sichergestellt scheint. Zur Aufklärung in dieser Richtung sind wohl eingehende und sorgfältige Studien an den Lagerstätten selbst unerlässlich und erst nach combinirten abwechselnden Beobachtungen in der Natur und Analysen wird es vielleicht gelingen, diese gewiss wichtige und interessante Frage zu lösen oder der Lösung doch näher zu rücken. Aus den verschiedenen Beobachtungen und namentlich aus dem vorliegenden Material geht aber deutlich hervor, dass die Bläditvorkommnisse zum Theile concretionärer Natur sind. Dort, wo genügend Raum vorhanden war, haben sich frei ausgebildete Krystalle gebildet, wohl erst in zweiter Linie aus wiedergelösten Concretionen. Die Art der ursprünglichen Substanzvertheilung oder die Art des Materials, aus dem durch einfaches Zusammentreten oder vorhergehende Zersetzung die Verbindung, welche wir als „Blödit" bezeichnen, entstanden ist, ist uns bisher unbekannt. Der an frischem Material nachgewiesene Ueberschuss an Magnesiumsulphat ist leicht begreiflich, wenn wir bedenken, dass riesige Mengen von Magnesium in Form des Breunerit in der Lagerstätte zur Ausscheidung gelangten. Für die Bildung des Gypses, Blödits und Polyhalites waren jedenfalls die Vertheilung von Calcium, Kalium und Schwefelsäure gegeneinander massgebend. Wir finden im Breunerit keinen Kalk, er hat vorerst die zu Gyps nöthige Menge Schwefelsäure an sich genommen. In zweiter Linie scheint die Bildung des Polyhalit und erst in die letzte die des Blödit zu fallen, daher auch bei ihm die stärksten Abweichungen von der theoretischen Zusammensetzung bemerkbar sind.

Einen weiteren Beitrag zur Bildungsgeschichte der vorkommenden Minerale mag auch die an trockener Luft statthabende Veränderung des Blödits liefern. Es konnten hierüber folgende Beobachtungen gemacht werden.

Bei einzelnen der oben beschriebenen Knollen mit vorwaltendem Kerne und 1—2 Millimeter dicker Hülle wurde diese nach und nach matt und mehr körnig, wobei auch der ganze Zusammenhalt ein wenig gelockert erscheint, immerhin setzt dieselbe der Abtrennung vom Kern und der Zerkleinerung noch nennenswerthen Widerstand entgegen. Die durch Eisenoxyd gefärbten rothen Putzen zerfliessen gewissermassen in die übrige Masse, ein vollkommenes Aushalten derselben, wie bei den frischen Theilen, ist nicht mehr möglich, sie mussten daher im Analysenmaterial bleiben. Ihrer ungleichmässigen Vertheilung wegen war es nothwendig, die zur Analyse gelangenden Massen fein zu zerreiben. Es wurde schon oben bemerkt, dass diese Rothfärbung hauptsächlichst den Polyhalitkörnern zukommt und das hier zu beobachtende „Zerfliessen" weist wohl auf eine Veränderung des Polyhalit hin. Diese Vermuthung wird noch mehr durch die Löslichkeitsverhältnisse bestärkt,

indem hier selbst bei Anwendung von verhältnissmässig wenig Wasser die Salze nahezu vollkommen aufgenommen werden und nur Eisenoxyd mit Spuren von Kalk zurückbleiben. Freilich muss hierbei auch der feine pulverförmige Zustand des Materials berücksichtigt werden.

Die nachstehenden Daten geben die Resultate der Analyse der so veränderten Hülle sammt der berechneten Vertheilung.

	Für Chlornatrium	Für Polyhalit	Für $MgSO_4 + 2H_2O$	Für $Na_2SO_4 + 2H_2O$	Zusammen	Gefunden
Schwefelsäure =	—	0·97%	22·66%	20·70%	44·33%	44·23%
Magnesia . =	—	0·12 „	11·33 „	—	11·45 „	11·45 „
Kalk . . =	—	0·34 „	—	—	0·34 „	0·34 „
Natron . . =	4·28% (3·18 *Na*)	—	—	16·04 „	20·32 „	20·32 „
Kali . . . =	—	0·28 „	—	—	0·28 „	0·32 „
Chlor . . =	4·90%	—	—	—	4·90 „	4·90 „
Wasser . . =	—	0·11 „	10·19 „	9·32 „	19·62 „	20·28 „
Eisenoxyd . =	—	—	—	—	—	0·18 „
	8·08%	1·82%	44·18%	46·06%	101·24	102·02
ab Sauerstoff von 4·28 Procent Na_2O =					1·10	1·10
					100·14	100·92

Die Wasserbestimmung erfolgte hier und bei der folgenden Analyse durch Ermittelung des Gewichtsverlustes, nachdem die Substanz bis zum Schmelzen erhitzt wurde.

Bei der Berechnung wurde von dem gefundenen Chlorgehalt ausgegangen, dann mit Benützung der gefundenen Kalkmenge der Polyhalit berechnet, die restlichen Mengen von Magnesia und Natron in die wasserhaltigen Sulphate überführt. Berechnete und gefundene Mengen geben eine befriedigende Uebereinstimmung bis auf die erhebliche Differenz im Wassergehalt. Man sieht aber schon, dass diese gegen die in frischem Material gefundene wesentlich kleiner ist. Mit dem Wasserverlust erfolgt eine moleculare Umwandlung, die sich durch das Körnigwerden am deutlichsten documentirt. Hierbei bleiben aber die Veränderungen nicht stehen, denn wir sehen auch ein wechselndes Verhältniss von $MgSO_4 + 2H_2O$ zu $Na_2SO_4 + 2H_2O$, der Ueberschuss des ersteren ist hier nicht mehr so gross. Während in den frischen Theilen das Magnesiumsulphat, entgegen dem theoretischen Erforderniss, über das Natriumsulphat vorwaltet, ist hier schon das Gegentheil der Fall, ohne dass aber die theoretische Zusammensetzung erreicht würde. Dass wirklich eine Auswanderung von Magnesiumsulphat stattfindet, lässt sich leicht nachweisen, indem die weissen, staubförmigen Ausblühungen, die sonst für Natriumsulphat angesehen wurden, fast nur aus schwefelsaurer Magnesia bestehen. Der hier nachgewiesene hohe Gehalt an Chlornatrium erscheint mir sicher kein ursprünglicher. In den oben angeführten Analysen finden wir im Kern 1·63 Procent, in der Hülle 0·92 Procent, hier hingegen 8·08 Procent. Ein so hoher Steinsalzgehalt müsste, wenn er in derselben Form wie in den frischen Proben vorhanden wäre, sofort auffallen, was hier nicht der Fall ist. Es scheint, als wenn bei dem Verdunsten des Wassers Steinsalz gelöst würde, welche Lösung sich zwischen die Blöditindividuen hineinzieht, an deren Oberfläche das Salz wieder zur Ablagerung gelangt.

Namentlich bei den kleinen Bläditknollen, die schmitzenartig im Salz liegen, geht die Veränderung noch weiter, indem sie vorerst wohl noch ihren Zusammenhang bewahren, bei leiser Berührung aber in ein feines Mehl zerfallen. Solches Mehl, das von allen nicht ganz leicht zerdrückbaren Partikelchen befreit und zu einem gleichmässigen lichtgelben Pulver zerrieben war, wurde ebenfalls der Analyse unterzogen, deren Resultate folgende sind:

	Für Chlornatrium	Für Polyhalit	Für $Mg\,SO_4 + 2\,H_2O$	Für $Na_2\,SO_4 + 2\,H_2O$	Zusammen	Gefunden
Schwefelsäure =	—	0·83%	21·16%	22·35%	44·34%	44·27%
Magnesia . =	—	0·10 „	10·58 „	—	10·68 „	10·68 „
Kalk . . =	—	0·29 „	—	—	0·29 „	0·29 „
Natron . . =	4·18% (3·10 *Na*)	—	—	17·32 „	21·50 „	21·50 „
Kali . . . =	—	0·24 „	—	—	0·24 „	0·22 „
Chlor . . =	4·79%	—	—	—	4·79 „	4·79 „
Wasser . . =	—	0·09 „	9·52 „	10·06 „	19·67 „	18·87 „
Eisenoxyd . =	—	—	—	—	—	0·25 „
	7·89%	1·55%	41·26%	49·73%	101·51	100·87
Ab Sauerstoff von 4·18 Procent Na_2O =					1·08	1·08
					100·43	99·79

Die Berechnungsweise war hier die gleiche wie im vorigen Falle. Wir sehen den Gehalt an Natriumsulphat neuerlich steigen, und zwar übersteigt die gefundene bereits die theoretisch erforderliche Menge. Der Wassergehalt hat weiter abgenommen, hier fehlt es das erstemal an Wasser gegenüber der erforderlichen berechneten Menge. Das die kleinen Bläditknollen umgebende Steinsalz erleidet keine Veränderung, während der Blödit, wie bereits bemerkt, sehr leicht zerreiblich wird. Eingeschlossene grössere Steinsalzpartikel mussten in dem Pulver leicht zu bemerken sein, man nimmt aber nichts dergleichen wahr, wodurch die oben ausgesprochene Ansicht über die Art des Vorhandenseins des Chlornatriums bestärkt wird.

Gewiss ist diese Veränderung des Blödit eine merkwürdige, indem schon ein kleiner Wasserverlust so weitgehende Consequenzen nach sich zieht. Um die Verhältnisse besser beurtheilen zu können, sei es gestattet, die Resultate der vier Analysen, so weit sie $Mg\,SO_4 + 2\,H_2O$ und $Na_2\,SO_4 + 2\,H_2O$ betreffen, nebeneinander zu stellen, wobei die in 100 Theilen enthaltenen Mengen und die dann erforderlichen Magnesiahälte berechnet sind.

	$Mg\,SO_4 + 2\,H_2O$		$Na_2\,SO_4 + 2\,H_2O$		$Mg\,O$	
	gefunden	in 100 Theilen	gefunden	in 100 Theilen	gefunden	bei zusammen 100 Theilen
Kern . . . =	49·10%	51·14%	46·92%	48·86%	12·59%	13·10%
Frische Hülle =	49·14 „	50·92 „	47·36 „	49·08 „	12·60 „	13·06 „
VeränderteHülle =	44·18 „	48·96 „	46·06 „	51·04 „	11·45 „	12·77 „
Stärker verwitterte kleine Knollen =	41·26 „	45·35 „	49·73 „	54·55 „	10·68 „	11·63 „
Theoretisches Erforderniss . =	—	46·71 „	—	53·29 „	—	11·98 „

Die stetige Abnahme des Magnesiumsulphatgehaltes ist hier deutlich ersichtlich, sie kann nur durch eine Auswanderung erfolgen. An dem mir vorliegenden Material geht die Veränderung vorderhand nicht weiter und lassen sich daher über die Bildung von Zwischen- und Endproducten nur Vermuthungen aufstellen. Es ist klar, dass bei einfachem Austritt von Wasser vorerst Loeweit $= 2 (Mg SO_4 + Na_2 SO_4) + 5 H_2 O$ entstehen könnte. Allein mit dem Wasser tritt sofort auch Magnesiumsulphat aus, die Zwischenbildung dieses wasserärmeren Salzes scheint demnach nicht stattzufinden. Das austretende Magnesiumsulphat und das Wasser führen zur Entstehung der weissen Ausblühungen. Ein derartig fortgesetzter Process müsste Natriumsulphat zurücklassen.

Es lässt sich nun nicht beurtheilen, inwieweit gleiche oder ähnliche Veränderungen im anstehenden Gebirge vor sich gehen. Auch die Beobachtungen in den Bergbauen würden in dieser Richtung kaum entscheidende Resultate liefern können, denn mit der Auffahrung der Strecken dringt feuchte Luft ein, deren Wassergehalt hinreicht, die hier beobachtete Veränderung zu verhindern. Der oben citirte Bericht der Haller Bergverwaltung spricht ausdrücklich von „Ausblühungen", die die Gegenwart des Blödit erst verrathen. Ob diese nun gleichartig mit den hier beobachteten sind, entzieht sich der Beurtheilung.

Immerhin scheint es der vollsten Beachtung werth, dass der Blödit in der angeführten Weise unter entsprechenden Umständen in wasserhaltiges Magnesiumsulphat — also in Kiserit $(Mg SO_4 + 2 H_2 O)$ — und ein an Natriumsulphat reiches Salz zerfällt. Ob diese Theilung bis zur Bildung von Glaubersalz $(Na_2 SO_4 + 2 H_2 O)$ fortschreiten kann und wirklich fortschreitet, lässt sich vorderhand nicht sagen aber schwerlich würde das Natriumsulphat als solches bestehen bleiben, sondern Glauberit $(Na_2 Ca_2 SO_4)$ entstehen. Das nöthige Material an Calciumsulphat könnte leicht durch die oben beschriebenen Pseudomorphosen von Anhydrit nach Gyps oder durch diesen selbst geliefert werden.

Brucit mit Carbonaten des Calciums, Magnesiums und Strontiums vom Steinpass bei Imst in Tirol und über „Gurhofian".

In unserer Sammlung lagen seit Anfang der Fünfziger-Jahre zwei von Freiherrn v. Richthofen hinterlegte Stücke, welche „aus dem unteren Dolomit südlich vom Steinpass, zwischen Imst und Ellmau" stammen. Da ihre Bezeichnung als Magnesit fraglich war, wurden sie neuerlich untersucht. Die Proben sind auf frischem Bruch reinweiss, dicht und haben ungefähr die Härte von Kalkstein, gegen die Oberfläche sind sie aber weicher, zeigen geringere Cohärenz, sie sinkt herab bis zu mergeliger Beschaffenheit.

Der qualitative Versuch gab starke Strontiumreaction, ausserdem Kalk, Magnesia, Kohlensäure und Wasser. Die Resultate der quantitativen Untersuchung sind folgende:

Eisenoxyd .	= 0·31	Procent	Magnesia .	= 24·83	Procent
Strontian .	= 0·35	„	Kohlensäure	= 29·06	„
Kalk . . .	= 35·38	„	Glühverlust	= 39·40	„

Die Substanz ist in stark verdünnter kalter Salzsäure sehr leicht löslich, ein Umstand, der schon anzeigte, dass kein Dolomit vorliege, welcher Befund durch die Kohlensäure- und Glühverlustbestimmung seine Bestätigung findet. Die Differenz zu Gunsten des letzteren lässt sich nur auf Wasser zurückführen, es ergeben sich darnach folgende Werthe aus obiger Analyse:

	Gefunden		Kohlensäure-verbrauch	Carbonate	Brucit
Eisenoxyd .	= 0·31 Proc.		—	—	—
Strontian . .	= 0·35 „		0·15 Proc.	0·50 Proc.	—
Kalk . . .	= 35·38 „		27·80 „	63·18 „	—
Magnesia . .	= 24·83 „	(1·01)	1·11 „	2·12 „	23·82 Proc.
Kohlensäure .	= 29·06 „		—	—	—
Wasser (Glühverlust weniger Kohlensäure) .	= 10·34 „		—	—	10·72 „
	100·27		29·06 Proc.	65·80 Proc.	34·54 Proc.

Das ausgewiesene Eisenoxyd ist zum grössten Theil als solches vorhanden und wohl auf mechanische Beimengung zurückzuführen; nur ein ganz geringer Theil ist als Oxydul nachweisbar und an Kohlensäure gebunden. Von der Kohlensäure ausgehend wurde deren Erforderniss für die gefundene Menge an Strontian und Kalk berechnet, für den restlichen Theil derselben die entsprechende Menge Magnesia beansprucht; der geringe Theil Eisenoxydul wurde vernachlässigt. Aus diesen Rechnungen geht hervor, dass der grösste Theil der Magnesia als Hydrat vorhanden ist. Dass die gefundene Wassermenge gegen die theoretisch erforderliche etwas zurückbleibt, mag seinen Grund darin haben, dass die Substanz vorher bei 105° scharf getrocknet wurde. Die Strontianbestimmung erhebt keinen Anspruch auf möglichste Schärfe. Sie wurde mittelst der Methode durchgeführt, welche sich auf die Unlöslichkeit des Calciumnitrats in Alkohol und Aether gründet. Es konnte aber sowohl im Kalk noch eine Spur Strontian und umgekehrt im Strontian etwas Kalk nachgewiesen werden. Der geringen Menge wegen habe ich auf einen neuerlichen Versuch, die beim Kalk gebliebene Spur Strontian zu gewinnen, verzichtet, ebenso eine Reinigung des Strontians unterlassen, da nach meiner Erfahrung die Bestimmungsfehler bei einer so kleinen Menge von Strontian nur vergrössert werden. Hingegen wurde der Kalk zweimal gefällt und erst gewogen, als im Filtrat keine Magnesia mehr nachzuweisen war.

Nach den dargestellten Untersuchungsresultaten kann kein Zweifel obwalten, dass hier wirklich ein Gemenge von Brucit und Carbonaten vorliege. Leider konnte ich Näheres über dieses gewiss merkwürdige Vorkommen nicht erfahren und muss es dem nächsten Sommer vorbehalten bleiben, durch Aufsuchung der Lagerstätte die nöthige Aufklärung zu bringen.

Herr Director D. Stur machte mich aufmerksam, dass ihn die untersuchten Stücke vom Steinpass sehr lebhaft an gewisse „Guhrhofiane" erinnern und veranlasste mich auch diese zu prüfen. Der Erfolg war ein überraschender, indem zwei Proben von Guhrhof, eine von Windhof bei Karlstetten und eine von Altenberg — es standen

mir momentan andere Vorkommen nicht zur Verfügung — sehr deutliche Strontianreactionen gaben. Gegen stark verdünnte Salzsäure verhalten sie sich genau so wie das Vorkommen vom Steinpass, nur hinterlassen alle einen Rückstand, der vorwiegend aus Kieselsäure besteht. Die Gegenwart dieser hat schon v. Holger[1]) nachgewiesen, er erkannte auch die Abstammung des „Guhrhofians" von dem Serpentin und sagte (a. a. O. S. 72): „Der Guhrhofian ist Product der Zerstörung des Serpentins, bedingt durch locale, von Aussen kommende, längere Zeit thätige Einflüsse." Dies veranlasste ihn auch, den Serpentin zu untersuchen, er fand einen sehr geringen Kalkgehalt und konnte sich deshalb die Umwandlung, respective die Neubildung des „Guhrhofians" nicht befriedigend erklären, trotzdem hält er an seiner sonst gut begründeten Ansicht fest.

Es ist natürlich, dass der „Guhrhofian" als ein Zersetzungsproduct eine wechselnde Zusammensetzung aufweist und demnach kann es nicht verwundern, wenn verschiedene Beobachter auch abweichende Mengenverhältnisse der einzelnen Bestandtheile fanden. Die Untersuchungen wurden ausserdem zu einer Zeit ausgeführt, zu welcher die analytische Chemie mit mangelhaften Methoden arbeitete.[2])

Es handelte sich im vorliegenden Falle nicht darum, die Entstehungsweise des Guhrhofians zu ermitteln, wozu natürlich vorausgehende Beobachtungen in der Natur unerlässlich sind, sondern nur darum, zu untersuchen, ob in demselben ebenfalls ein Theil der Magnesia als Hydrat vorhanden sei. Unter solchen Umständen leiste ich auf eine eingehende Beschreibung der Handstücke Verzicht und hebe nur hervor, dass sie Gemenge von weisser, kreideähnlicher Masse und lichtgrünem bis graugrünem Serpentin sind. Ein Stück, welches von Herrn Director Stur vor vielen Jahren östlich vom Windhof bei Karlstetten gesammelt worden war, schien mir am reinsten. Weisse Stückchen wurden abgeschlagen, zu einem gleichmässigen Pulver verrieben, in verdünnter kalter Salzsäure gelöst, die Lösung zur Trockene gedampft und nach bekannten Methoden analysirt; die Resultate der Analyse sind unter I. angeführt. Bei einer zweiten Probe kamen abgeschlagene Splitter ohne vorheriges Zerreiben zur Behandlung mit verdünnter Essigsäure. Die Lösung geht hierbei langsam vor sich und resultirt ein Rückstand, der für sich analysirt wurde. Auch auf eine nähere Beschreibung dieses will ich hier verzichten, ich habe die Absicht, bei anderer Gelegenheit das Thema der Umwandlung der Serpentine und diese selbst — soweit

[1]) v. Holger, Ueber den Guhrhofian. Baumgartner und Holger's Zeitschr. f. Physik u. verwandte Wissensch. Wien 1837, Bd. V, S. 65—75.

[2]) In Rammelsberg's Handbuch der Chemie, I. Aufl., S. 214, II. Aufl. S. 229 finden sich Angaben über „Guhrhofian" aus Steiermark. Abgesehen davon, dass es meines Wissens in Steiermark kein „Guhrhof" gibt, steht Klaproth's Name bei den betreffenden Citaten und ist dessen Analyse angeführt. Klaproth gibt aber ausdrücklich die Gegend zwischen Guhrhof und Aggsbach in Nieder-Oesterreich als Fundort des von ihm untersuchten Materiales an. Beiträge zur chemischen Kenntniss der Mineralkörper 1810, Bd. V, S. 103—105, „Chemische Untersuchung des Guhrhofians". Letztere Bezeichnung wählte er nach Karsten's Vorschlag (Magazin d. G. N. F. 1. Jahrgg., 1807, S 257). Es muss also in Rammelsberg's Handbuch richtig heissen: Guhrhofian von Guhrhof in Nieder-Oesterreich. Auch von Karsten stammt eine Analyse und ist sie in seinem Archiv f. Bergbau, 1828, Bd. XVI, publicirt, das mir nicht zugänglich war.

sie jenen Theil des böhmischen Massivs betreffen, welcher zwischen Mölk, Göttweih und St. Pölten auf dem rechten Ufer der Donau liegt, eingehend zu behandeln. Die Resultate der partiellen Analysen sind unter II. angeführt.

	I.	II.		
		Rückstand (4·80 Procent)	Lösung	Zusammen
Kieselsäure . . . =	1·96 Proc.	1·97 Proc.	—	1·97 Proc.
Eisenoxyd . . . =	0·62 „	—	0·21 Proc.	0·21 „
Eisenoxydul . . . =	—	0·40 „	—	0·40 „
Thonerde . . . . =	Spur	Spur	—	Spur
Strontian . . . . =	„	—	Spur	„
Kalk . . . . . =	49·97 Proc.	—	49·84 Proc.	49·84 Proc.
Magnesia . . . . =	4·64 „	1·81 Proc.	2·86 „	4·67 „
Kohlensäure . . . =	41·32 „	—	41·20 „	41·20 „
Glühverlust . . . =	(43·72) „	—	—	—
Wasser als Differenz der Kohlensäure und des Glühverlustes . . =	2·40 „	—	—	2·52 „
	100·91	4·18 Proc.	—	100·81
Wasser aus der Differenz		0·62 „		
		4·80 Proc.		

Trotzdem sich keine Spur von flockig abgeschiedener Kieselsäure zeigte, habe ich die essigsaure Lösung doch mit Salzsäure zur Trockene gedampft, aber keine Kieselsäure erhalten. Das vorhandene Silicat scheint von der verdünnten Essigsäure nicht angegriffen worden zu sein.

Obwohl das analysirte Vorkommen starke Strontianreaction zeigt, liess sich nur eine minimale Menge als Strontiansulphat abscheiden, die sich überdies als stark mit Kalk verunreinigt erwies, wonach auf deren Anführung verzichtet wird. In I. ist sämmtliches gefundene Eisen als Oxyd angeführt, in II. das des Rückstandes als Oxydul, jenes der Lösung als Oxyd. Es sind aber in beiden Partien beide Oxydationsstufen nachweisbar, nur dass beim Rückstand das Oxydul bestimmt überwiegt, während in der Lösung das Oxyd vorzuherrschen scheint. Bei der geringen Menge des Eisens überhaupt habe ich es unterlassen, separate Bestimmungen der Oxydationsstufen auszuführen. Die wichtigste Frage ist hier die, inwieweit die gefundene Kohlensäuremenge zur Sättigung des Kalkes, der Magnesia und sonst an Kohlensäure gebundener Basen ausreiche. Zu dem Zwecke wäre die Kenntniss der vorhandenen Eisenoxydulmenge in der essigsauren Lösung wohl wünschenswerth gewesen. Hierbei ist aber auch der unzweifelhaften Anwesenheit von Strontian zu gedenken, dessen allerdings kleine Menge beim Kalk blieb. Das Strontian beansprucht weit weniger Kohlensäure als der Kalk, es bleibt also zu wenig der ersteren für die Magnesia frei, welcher Fehler durch Nichtbeanspruchung für Eisenoxydul wohl ausreichend compensirt wird.

Die 49·84 Procent Kalk beanspruchen 39·16 Procent Kohlensäure, die in der essigsauren Lösung befindlichen
2·86 Procent Magnesia beanspruchen . 3·14 „ „
zusammen . 42·30 Procent Kohlensäure,
was gegen die gefundene Menge . . . 41·20 „ „
eine Ueberschreitung von . . . . . . 1·11 Procent Kohlensäure
in sich schliesst, die über mögliche Bestimmungsfehler weit hinaus geht.

Da ich bei der Untersuchung des Vorkommens vom Steinpasse die Erfahrung machte, dass beim scharfen Trocknen Wasser weggeht, das schon dem Brucit angehören muss, unterliess ich hier das Trocknen bei dem zur Analyse bestimmten Material. Die Differenz zwischen Kohlensäure und Glühverlust beträgt in II. 2·52 Procent, welche als Wasser anzunehmen ist. Bezüglich der Vertheilung desselben sei einstweilen nur bemerkt, dass für den Rückstand 0·62 Procent beansprucht werden, wornach 1·90 Procent erübrigen. Nimmt man von der gefundenen Kohlensäuremenge für Kalk 39·16 Procent hinweg, so bleiben 2·04 Procent für Magnesia, die wieder 1·85 Procent von dieser beansprucht, wogegen 1·01 Procent Magnesia zurückbleiben, die meiner Anschauung nach als Hydrat vorhanden sind und 0·47 Procent Wasser beanspruchen. Es erübrigen noch 1·43 Procent Wasser, die wohl mechanisch eingeschlossen sein dürfen, denn beim scharfen Trocknen gingen 1·62 Procent verloren.

Der bei 100° bis zur Gewichtsconstanz getrocknete Rückstand betrug 4·80 Procent, die Summe der nach der Aufschliessung bestimmten Verbindungen 4·18 Procent und mag es gestattet sein, den fehlenden Rest mit 0·62 Procent als Wasser anzunehmen. Es ergeben sich dann in 100 Theilen:

Kieselsäure . . . = 41·04 Procent
Eisenoxydul . . = 8·33 „
Magnesia . . . = 37·71 „
Wasser . . . . = 12·92 „
100·00

welche Verhältnisse der Zusammensetzung eines Serpentins — in Anbetracht der obwaltenden Verhältnisse — befriedigend entspricht. Es sei aber schon hier bemerkt, dass bei der Auflösung grösserer Stücke des untersuchten Guhrhofians auch kleine Mengen anderer Minerale im stark veränderten Zustande zurückblieben.

Nach den gefundenen Daten würde die Zusammensetzung der untersuchten Probe folgende sein:

Serpentin . . . . = 4·80 Procent
Kohlensaurer Kalk mit Spur Strontian = 89·00 „
Kohlensaure Magnesia . . . . . = 3·89 „
Magnesiahydrat . . . . = 1·48 „

zu welchen Bestandtheilen eine geringe Menge von kohlensaurem Eisenoxydul, mechanisch beigemengtes Eisenoxyd und Wasser hinzukommen.

In neuerer Zeit hat meines Wissens nur Schrauf[1]) bei seiner bekannten Untersuchung des Associationskreises der Magnesiasilicate von

[1]) Beiträge zur Kenntniss des Associationskreises der Magnesiasilicate. Groth's Zeitschr. f. Krystallogr. etc. 1882, Bd. VI, S. 321—388. Darinnen S. 337—340.

Krems in Böhmen auch den Zersetzungsproducten der Serpentine Aufmerksamkeit geschenkt. Er constatirte ebenfalls einen Mangel an Kohlensäure, um die Basen zu sättigen, führt aber den Nachweis der Bindung eines Theiles der letzteren durch Kieselsäure in beigemengtem Serpentin.

Obwohl meine Beobachtungen an dem so sehr verschiedenen Material von Windhof mich zur Annahme der Gegenwart von Brucit veranlassen, so möchte ich nach der vereinzelten Untersuchung keineswegs die Sache als ausgemacht betrachten. Es müssten unter so bewandten Umständen die Serpentine bei ihrem Zerfall vorerst wenigstens zum Theil Magnesiahydrat liefern, das erst allmälig in Carbonat umgewandelt wird.

Immerhin ist es merkwürdig, dass ein Serpentin ein so kalkreiches Zersetzungsproduct liefern kann und scheint schon deshalb die Untersuchung dieser „Serpentine" nothwendig. Von Interesse ist der nachweisbare Strontiangehalt und wird sich dieses Element wohl in einem der Minerale jener Gesteine finden, welche den Serpentin liefern. Die Untersuchungsresultate scheinen überdies die Berechtigung zur Aufwerfung der Frage zu geben: ob thatsächlich manche Serpentine bei ihrer Zersetzung zuerst auch Magnesiahydrat liefern, welches sich allmälig in Carbonat verwandelt.

Keinesfalls scheint mir aber der „Gurhofian", wie man in den Lehrbüchern liest, ein „Dolomit" in dem Sinne zu sein, dass die das Gestein aufbauenden Individuen isomorphe Mischungen von Calcium- und Magnesiumcarbonat sind, sondern dass er ein Gemenge beider selbstständig auftretenden Carbonate repräsentirt, auch dann, wenn die Mengungsverhältnisse zufällig chemischen Gesetzen entsprechen.

Realgar von Wolfsberg in Kärnten.

Südlich von Wolfsberg sind schon wiederholt Bohrungen auf Kohle ausgeführt worden. In neuerer Zeit lässt Herr Graf v. Oppersdorf das Terrain in systematischer Weise durch Schurfschächte und Bohrungen untersuchen, welche Arbeiten der Herr Bergingenieur C. Muck leitet. Seiner Freundlichkeit verdanken wir viele Proben von verkohltem Holz, das sich häufig in dem südlich von Wolfsberg angelegten Schurfschachte fand. Die meisten Stücke desselben zeigen auf Absonderungsflächen, seltener schon auf der Oberfläche Aggregate, die aus Blättchen oder Prismen von Realgar bestehen, ausnahmsweise tritt dieses Mineral auch als staubförmiger Anflug auf. Zu Messungen sind die Individuen leider nicht geeignet, doch lassen sich die entsprechenden chemischen Reactionen leicht ausführen. Nebst der Nachweisbarkeit von Arsen und Schwefel spricht auch die am Lichte vor sich gehende Veränderung des Minerals für Realgar.

Das Vorkommen von Schwefelarsen als Realgar ist bekanntlich in jüngeren Kohlen keine Seltenheit und kann wohl kein Zweifel sein, dass diese Verbindung eine Neubildung ist, deren Elemente aus den umgebenden Materialien einwandern. Zunächst muss man an arsenhältige Pyrite und an Arsenkies denken, die bei der Zersetzung entweder direct die beiden Elemente oder Sauerstoffsäuren liefern, welche letztere durch das sich zersetzende Holz wieder reducirt werden.

Die in Rede stehenden verkohlten Holzpartien sind theils kleinere Stämme, theils Aeste, die in einem sogenannten „Letten“ liegen. Derselbe ist eine Süsswasserbildung und führt in einzelnen Lagen grosse Mengen von Thierresten, deren Bearbeitung Herr L. v. Tausch übernommen hat. Dieser Letten ist das Aufbereitungsproduct des bei der Verwitterung der, das weite Thalbecken umgebenden, Gesteinsarten fallenden Detritus. Nach dem jeweiligen Verlauf des Schlämmprocesses zeigt er in verschiedenen Lagen sich aus feineren und gröberen Partikeln zusammengesetzt. Einzelne Lagen bestehen nur aus thoniger Substanz, in der zahlreiche kleine, nun verkohlte Holzpartikel eingestreut sind. In anderen finden sich bis erbsengrosse abgerollte Quarzstücke und in den Schlämmrückständen ausser diesen, der Häufigkeit nach geordnet: Muscovit, Granat, Biotit meist frisch, seltener mit beginnender Zersetzung, Tremolit, grüne Hornblende, brauner Turmalin, Rutilsäulchen und Körner, als Seltenheit Zirkonkryställchen und endlich Magnetit. Die gesuchten Kiese fanden sich nicht einmal in Spuren. In den anstehenden Gesteinen lassen sie sich allerdings nachweisen, sie mussten also bereits vollkommen zersetzt worden sein, und zwar wahrscheinlich schon früher als die durch Desaggregation der Gesteine frei gewordenen Silicate transportirt und sedimentirt wurden, denn innerhalb des „Lettens“ scheint, namentlich nach dem Erhaltungszustand des Biotit zu schliessen, eine Umwandlung nur äusserst langsam vor sich zu gehen.

In den oberen Horizonten der Beckenausfüllung stehen Schotter und Conglomerate an. Ein mir vorliegendes Stück, aus 15 Meter Teufe stammend, besteht wesentlich aus bis nussgrossen Quarzstücken und Muscovitblättchen, die durch Eisenspath verkittet sind. Dieser letztere enthält sehr wenig Kalk und wenig Magnesia.

Von dem Conglomerat wird ein circa 4 Centimeter Durchmesser messender Ast umschlossen. Das Holz ist verkohlt, der Ast etwas breit gedrückt und hat durch den Verkohlungsprocess an Volumen verloren, so dass er sammt den Seitenzweigen beweglich geworden ist. Die Abzweigungen schützen ihn vor dem Herausfallen aus dem Conglomeratknollen.

Minerale von Truskawiec in Galizien.

Vor einiger Zeit hatte ich Gelegenheit, über das neue Schwefelvorkommen aus der Erdwachsgrube am Gehänge „Pomierki“ zu berichten.[1]) Der Freundlichkeit der Herrn J. Wyczyński danken wir eine Mittheilung über die Lagerstätte [2]) und weitere Einsendung von Mineralvorkommen. [3])

Schwefel. Die jüngst erhaltene grosse Reihe theils loser, theils aufgewachsener, wohl ausgebildeter Krystalle gehört ausschliesslich der

[1]) Ueber einen neuen Anbruch von krystallisirtem Schwefel bei Truskawiec in Galizien. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1885, S. 146—148.

[2]) Ueber das Schwefelvorkommen bei Truskawiec. Ebenda. 1887, S. 249—250.

[3]) Eine Notiz gab auch Prof. Dr. Römer: Das Vorkommen des Ozokerits oder Erdwachs und begleitende Fossilien in der Sobieskigrube bei Truskawiec. 63. Jahresbericht d. schlesisch. Gesellsch. f. vaterländische Cultur für 1885. Breslau 1886, S. 119.

dritten Generation an (a. a. O. S. 147); bei Handstücken mit aufgewachsenen Krystallen lässt sich dies zum Theile direct ersehen, bei den losen aus der rein schwefelgelben Farbe der durchsichtigen Individuen schliessen. Während bei dem mir im Jahre 1885 vorgelegenen Stufen im Allgemeinen die Krystalle der dritten Generation die kleinsten waren, erreichen sie hier ansehnliche Dimensionen und sind Individuen mit 2 Centimeter Durchmesser nicht selten, manche erreichen 3 Centimeter. Die kleinen Kryställchen mit 1—3 Millimeter fehlen hier ganz. Viele Krystalle zeigen prächtige Entwickelung und weisen dieselben Formen auf, wie die bereits beschriebenen, nämlich: *c* (001), *n* (101), *p* (111) und *s* (113). Zwillinge kommen nicht vor, wohl aber parallele und regellose Verwachsungen, letztere bilden Knollen mit 5—6 Centimeter Durchmesser. Die Wachsthumserscheinungen beschränken sich, von der gegenseitigen Behinderung benachbarter Krystalle ganz abgesehen, auf napfartiges Zurückbleiben des Wachsthums einzelner Flächen. Während diese Erscheinung bei dem früheren Vorkommen fast ausschliesslich bei der Basis zu beobachten war, tritt sie hier öfter auf *p* (111), bei der Basis gar nicht auf.

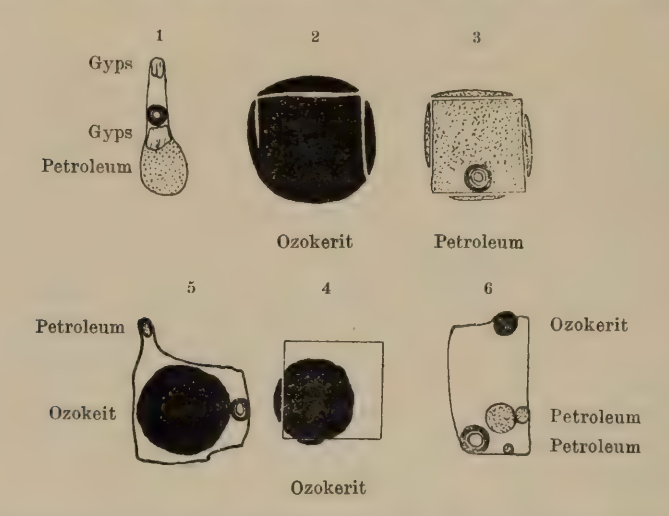
Steinsalz. Bei einer Teufe von circa 15 Meter fanden sich in grösseren Ozokeritmassen Steinsalzkrystalle, welche vorwiegend in Hohlräumen als Krystallstöcke auftreten, die vielfach mit thoniger Substanz in Verbindung sind, welche theils zwischengelagert ist, theils als Ueberzug erscheint. Die Ausbildung der Krystalle ist im Allgemeinen eine gute, wenn auch die einzelnen Würfelflächen viele Vertiefungen zeigen, welche meist von auflagernden Ozokeritpartikelchen herrühren. Die Kanten sind oft schwach abgerundet, auch zeigen sich Aetzfiguren, als Folge des geringen Wassergehaltes in der ganzen Masse. Sonderbarer Weise sind Einzelkrystalle, welche auf fünf Seiten vom Ozokerit umschlossen waren, am meisten angegriffen, indem hier Ecken und Kanten ganz abgerundet erscheinen. Es lässt sich dies wohl auf die Weise erklären, dass auf den Capillarräumen zwischen Salz und Ozokerit sich Wasser condensirte und die Lösung bewirkte. Einzelne Würfelkanten erreichen eine Länge von 2 Centimeter, Individuen mit $1^1/_2$ Millimeter Durchmesser dürften die kleinsten sein.

Da das ganze Vorkommen in der Salzformation liegt, ist das Auftreten des Steinsalzes leicht erklärlich. Die Bildung in den Hohlräumen lässt sich durch nachträgliche Infiltration erklären, schwieriger jene der Einzelkrystalle im Ozokerit. Allein auch sie wird verständlich, wenn man die Beschaffenheit des umschliessenden Materiales berücksichtigt; es ist nicht zu zweifeln, dass ein, in einem kleinen Hohlraum anschiessender Krystall bei fortgesetztem Wachsthum den weichen Ozokerit zum Ausweichen zwingt, wobei auf dem Capillarraum zwischen Krystall und umschliessender Masse immer noch übersättigte Mutterlauge circuliren kann.

Wie so viele Steinsalzvorkommen, zeichnet sich auch dieses durch in ihm auftretende sogenannte „negative Krystalle“ und andere Hohlräume aus, die bezüglich ihrer Füllung von Interesse sind. Manche erreichen ansehnliche Grösse, es kommen Kantenlängen der parallelepipedischen Räume bis zu 2 Millimeter vor, viele besitzen nur mikroskopische Grösse. Ganz unregelmässig geformte Hohlräume sind selten,

sie sind dann meist schlauchartig, wie Fig. 1 einen solchen darstellt. Weit häufiger sind parallelepipedische, unter denen scharf ausgebildete Würfel nicht fehlen.

Ein Theil enthält nur Mutterlauge und ein kleines Gasbläschen eingeschlossen, andere sind vollständig von flüssigen Kohlenwasserstoffen erfüllt, auch diese besitzen ein Gasbläschen. Eine dritte Art lässt oft scharfe Würfelkanten erkennen, der Innentheil ist opak, im auffallenden Lichte fast schwarz, die Oberfläche besitzt einen fettigen Glanz, in Folge dessen Reflexionserscheinungen auftreten, wie sie in Fig. 2 dargestellt sind und nach denen Kugelsegmente im umgebenden Steinsalz abgespiegelt hervortreten. Ein ähnliches Phänomen zeigen auch die Einschlüsse flüssigen, tiefbraunen Kohlenwasserstoffes, Fig. 3. Die vierte Art enthält neben Mutterlauge Kugeln verschiedenster Grösse der festen Kohlenwasserstoffe, die ich für Ozokerit halte, Fig. 4 und 5 stellen solche dar. Endlich finden sich auch negative Krystalle, welche neben Mutterlauge und Gasblase auch kleine Tröpfchen von flüssigem und



festem Kohlenwasserstoff enthalten, Fig. 6; hier und da tritt noch ein farbloses Mineral hinzu, das wahrscheinlich Gyps ist, in Fig. 1 an der Spitze und unter der Gasblase sind solche Partien ersichtlich.

Bei stärkerer Neigung und Drehung von Spaltstücken sieht man in den meisten Einschlüssen das Gasbläschen wandern. Dieses namentlich dann, wenn die Stücke etwas erwärmt werden, während bei Zimmertemperatur von circa 18° oft bei einer grossen Anzahl eine Bewegung durch einfaches Neigen nicht hervorgerufen werden kann. Dasselbe gilt von den Bläschen der flüssigen Kohlenwasserstoffe. Die letzteren sind leichter als die eingeschlossene Mutterlauge, denn erstens tritt, wenn der Kohlenwasserstofftropfen im Verhältniss zum ganzen Inhalt eine gewisse Grösse erreicht, die Gasblase in ihm auf, zweitens schwimmt der Kohlenwasserstoff auf der Mutterlauge. In dieser Hinsicht konnte ich ein schönes Schauspiel beobachten. Ein negativer Krystall, der mit Mutterlauge und einem grösseren Gasbläschen erfüllt war, enthielt auch drei Tröpfchen flüssigen Kohlenwasserstoffes. Bei der Neigung

und Drehung wanderte das Bläschen herum und berührte so ein an einer Wand haftendes Kohlenwasserstofftröpfchen, über dasselbe gewissermassen strauchelnd. Nach mehrmaliger Wiederholung dieses Vorganges trat eine explosionsartige Erscheinung ein, bei welcher das grössere Gasbläschen das kleinere Tröpfchen verschlang, d. h. der flüssige Kohlenwasserstoff breitete sich als Hohlkugel auf der Mutterlauge aus und erschien das Gasbläschen nun braun durchsichtig.

Die Form und Füllung dieser Hohlräume gibt Veranlassung auf die von J. Bosscha Sohn [1]) ausgesprochene Ansicht über die Entstehung der negativen Krystalle zurückzukommen. Es soll hier nicht auf die Möglichkeit eingegangen werden, ob unregelmässig geformte, mit Lösungen erfüllte Hohlräume allmälig die Gestalt „negativer Krystalle" annehmen können, sondern nur darauf hingewiesen werden, dass solche negative Krystalle schon bei der Bildung des Hohlraumes ihre Form erhalten. Darauf weisen hier unzweifelhaft die mit flüssigem Kohlenwasserstoff gefüllten negativen Krystalle hin, vielleicht noch mehr jene, die ganz mit Ozokerit erfüllt sind, der ja gewiss vor dem Einschluss nicht die Würfelform besass, sondern erst in sie gepresst werden musste, was auf eine gewisse Energie bei der Bildung der Hohlform deutet. Die Form vieler, vorwaltend mit Mutterlauge gefüllter Hohlräume ist weit unregelmässiger als jene mit flüssigen oder festen Kohlenwasserstoffen erfüllten, ausserdem sind erstere ausnahmslos grösser.

Ich habe mich lange damit beschäftigt, die Veranlassung zur Bildung der Mutterlaugeneinschlüsse zu ergründen und möchte hier nur ein Beispiel, das die vorliegende Frage berührt, anführen. Bei raschem Wachsthum von Krystallen schwefelsaurer Magnesia entstehen unglaubliche Mengen scharf ausgebildeter „negativer Krystalle". Wenn die Mutterlauge noch stark übersättigt ist und man einen Krystall herausnimmt, so sind die „negativen Krystalle" bereits als solche gebildet. Behufs rein hemiedrischer Ausbildnng der wachsenden Krystalle war die Mutterlauge mit etwas Borax versetzt. Unter mehreren Tausend solcher „negativer Krystalle" war aber nicht eine einzige hemiedrische Form zu finden, sondern alle zeigten holoedrische Ausbildung. Ich werde auf diese Sache bei anderer Gelegenheit ausführlich zurückkommen.

Aragonit. Während auf den früher beschriebenen Stufen der Aragonit in tafelförmigen Zwillingen nach dem Herrengrunder Typus vorkommt (a. a. O. S. 148), liegen jetzt welche vor, auf denen er in grosser Individuenzahl mit säulenförmigem Habitus erscheint. Die etwas über 2 Centimeter im Maximum erreichenden Combinationen lassen deutlich *b* (010), *m* (110) und *k* (011) erkennen, auch scheint es an Zwillingen nach dem Biliner Typus nicht zu fehlen. Die Ausbildung ist meist mangelhaft, rissige und absätzige Flächen sind Regel. Die Substanz ist durch Erdöl bräunlich gefärbt. Ein merklicher Strontiangehalt ist leicht nachweisbar.

Calcit. In meiner citirten Beschreibung konnte ich bezüglich des Calcites nur auf die Angaben von Jonas verweisen, an den mir vorliegenden Proben war er nicht zu beobachten. Die neuerliche Sendung

[1]) Remarques sur les inclusions de certains quarts des porphyres. Ann. d. l'école polytech. de Delft. 1885, T. I, S. 169—175. Nach dem Ref. im N. J. f. M. 1887, Bd. II, S. 291.

des Herrn Wyczyński enthielt aber mehrere Stufen, die reichliche Calcitbildung aufweisen. Sie erscheint als Drusenauskleidung mit wenig Schwefelkrystallen und entspricht in ihrer Ausbildung ziemlich dem, was Jonas darüber sagt (a. a. O. S. 148). Es sind traubige Aggregate von kleinen Rhomboedern in regelloser Verwachsung. Die scheinbar einfachen Individuen, die sie zusammensetzen, sind meist Stöcke parallel verwachsener Einzelkrystalle, nur an wenigen Stellen sitzen solche kleine Stöcke frei auf, deren gezahnte Kanten $1^1/_2$—2 Millimeter Länge erreichen. Die Farbe der traubigen Krusten ist eine bräunliche, wie beim Aragonit, nur einzelne tröpfchenartige oder warzige Bildungen sind weiss, respective farblos.

Schwefel, Aragonit und Calcit sind theils gleichzeitige, theils alternirende Bildungen, indem man an den verschiedenen Stufen die jeweilige Behinderung des Wachsthums des Schwefels durch Aragonit oder umgekehrt, das Gleiche beim Schwefel und Calcit, sehen kann. Anderseits ist der Schwefel von dickeren Calcitkrusten völlig überzogen und sitzen auf diesen wieder ganz frei ausgebildete Schwefelkrystalle.

Es wurde der Versuch gemacht, solche parallel verwachsene Individuen zu messen und ergaben sich Kantenwinkel von $63^1/_2$—64^0. Es entsprechen diese Resultate einem halben wahren Kantenwinkel von $58^0\ 15'$ bis 58^0, während $^4/_5$ R. $(04\bar{4}5)$ einen solchen von $57^0\ 36'\ 15''$ erfordert. Das Spaltungsrhomboeder stumpft die Kanten in der Weise ab, dass die Schnittlinien dieses und des vorhandenen gegen die Rhomboederspitze zu convergiren, wornach das Spaltungsrhomboeder steiler sein muss als das letztere. Im Zusammenhalte dieser Beobachtungen wird es wohl erlaubt sein, das Rhomboeder als $-^4/_5$ R. zu bezeichnen, trotz der mangelhaften Uebereinstimmung des gemessenen und berechneten Winkels, was bei der Beschaffenheit des Materiales nicht anders möglich ist. $-^4/_5$ R. kommt in der Natur als Einzelform selten vor und möchte ich mir erlauben, darauf hinzuweisen, dass bei einer Krystallbildung, die unter ähnlichen Umständen stattfand, $-^4/_5$ R. stark dominirt. Es betrifft dies das Vorkommen aus der Kohle des Münzenberger Bergbaues bei Leoben.[1]) In beiden Fällen waren in der Mutterlauge sicher Kohlenwasserstoffe enthalten, wenn auch bei der Bildung der Calcitkrystalle in der Kohle in geringerer Menge als bei jener von Truskawiec.

In diesem Calcit lässt sich, sowie beim Aragonit, ein geringer Strontiangehalt nachweisen. Das Gleiche ist der Fall in dem zerfressenen Kalk, der vielfach das Muttergestein des Schwefels bildet, welch letzterer die kleineren Zellen völlig erfüllt, in grösseren mit Calcit die Wände bekleidet. Die ganze Masse ist vielfach von Erdöl durchtränkt. Ansonst liessen sich im Calcit 0·20 Procent Eisenoxyd, entsprechend 0·29 Procent kohlensaurem Eisenoxydul und 1·04 Procent Magnesia, entsprechend 2·18 Procent kohlensaurer Magnesia, nachweisen.

[1]) Autor: Calcit auf Kohle aus dem Münzenberger Bergbau bei Leoben. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. 1885, S. 149 und 150.

Gleichzeitig möge es erlaubt sein, einen Fehler in der Mittheilung, deren Correctur ich nicht selbst besorgen konnte, „Ueber rosenrothen Calcit von Deutsch-Altenburg". Ebenda, S. 148—149, zu verbessern; es soll S. 149, Z. 8 v. o. statt $101^0\ 52'\ 50''$ heissen: $101^0\ 7'\ 10''$, wodurch die Uebereinstimmung der beobachteten Form mit 2 R. deutlicher hervortritt.

Gyps. Verschiedene Proben des ältesten Truskawiecer Schwefelvorkommens, die in unserem Museum aufbewahrt werden, zeigen blätterige Gypsmassen von geringem Umfange, theils mit, theils ohne Schwefel. Der Güte des Herrn J. Wyczyński danken wir einen Krystall, dessen Durchmesser nach der c-Axe 21 Centimeter, nach der a-Axe 13 Centimeter und nach der b-Axe 5 Centimeter beträgt. [1]) Neben vorwaltenden b (010) wird er noch von den Formen f (110) und l (111) umgrenzt. Der Krystall scheint frei im Thon ausgebildet zu sein, nur an wenigen Stellen zeigen sich Abformungen benachbarter Massen, die dem fortschreitenden Wachsthum unüberwindlichen Widerstand boten. Die Substanz ist vollkommen farblos, Einschlüsse von Thonpartikelchen sind selten, hingegen hat sich mehrfach Erdöl auf Spaltrissen in das Innere eingesogen.

Nicht ohne Interesse ist es, dass sich auch hier im Gyps deutlich eine Spur Strontian nachweisen lässt.

Kohle. In jüngster Zeit erhielten wir von Herrn Wyczyński Fundstücke einer dichten Pechkohle, die theils in unregelmässig geformten grösseren Knauern, theils schmitzenförmig in dem Thon vorkommt, der das Erdwachs führt. Dieses letztere zeigt sich an unseren Probestücken stets mit der Kohle vergesellschaftet, indem Ozokerit die Kohle in Form dünnerer Lagen überzieht und durchtränkt oder einseitig als grössere Partien anlagert.

Minerale vom Közép-hegy nördlich von Roszty nächst Czucsom bei Rosenau in Oberungarn.

Rhodonit. Vor vielen Jahren hat Herr Director D. Stur eine reiche Aufsammlung der an genannter Localität vorkommenden Minerale ausgeführt und wurden dieselben in unserer Sammlung hinterlegt. Da einige Bestimmungen zweifelhaft blieben, wurden die fraglichen Objecte neuerlich untersucht, worüber hier einiges mitgetheilt werden soll.

Das Vorkommen von „Rothmanganerz" liegt nahe der Thalsohle am linken Gehänge nördlich von Roszty, circa am halben Wege zu den Antimongruben. In dem Tagbaue präsentirte sich die Lagerstätte als nach Süd einfallende Linse, deren Maximalmächtigkeit circa 14 Meter betrug, es war nur das Hangende deutlich ausgeprägt, welches aus Thonglimmerschiefern besteht. Hiermit sind die älteren Angaben richtig gestellt. [2])

Die bei uns erliegenden Proben des Rhodonit entsprechen im Allgemeinen der Charakteristik Kornhuber's [3]), nur sind sie alle deutlich krystallinisch. Namentlich ein grosses Handstück zeichnet sich durch schönes dickblätteriges Gefüge aus. Das Mineral ist pfirsichblüthenroth (Radde'sche Farbenscala Carmin, 28 Cardinalton. p), es zeigt Spaltbarkeit nach drei Richtungen. Kleine Spaltblättchen sind unter dem Mikroskop schwach gefärbt und der Pleochroismus ist gering (pfirsichblüthenroth bis farblos). Die rhomboidalen Blättchen besitzen spitze Winkel von $68^1/_2{}^0$, die Auslöschungsrichtung schliesst mit einer Trace 17^0, mit der

[1]) Siehe die Fussnote [2]) auf S. 9.
[2]) Siehe v. Zepharovich, Mineralogisches Lexicon etc. 1873, Bd. II, S. 275.
[3]) Verhandl. d. Vereines f. Naturkunde zu Pressburg. 1859, IV. Jahrg., S. 53.

andern $51^1/_2{}^0$ ein. Diese Werthe stimmen sehr gut mit jenen überein, welche Flink [1]) für die Fläche $c(1\bar{1}0)$ anführt, auf welcher die Projectionen von $b(110)$ und $a(001)$ einen ebenen Winkel von $68^0 31'$ geben, die Auslöschungsschiefe gegen $b = 17^0 6'$ und gegen $a = 51^0 25'$ ist. Obwohl in den vorliegenden Präparaten der Austritt einer Axe nur am äussersten Rande stattfindet, glaube ich für die an den Blättern vorwaltend entwickelte Fläche doch das Symbol $(1\bar{1}0)$ annehmen zu müssen, wofür die angeführten Verhältnisse deutlich sprechen. Nach der Spaltbarkeit [$b(110)$ vollkommen, $a(001)$ sehr vollkommen] und nach der Lage der Auslöschungsrichtung sind die Blätter parallel der Fläche $(1\bar{1}0)$ tafelförmig, nach der c-Axe (Flink'sche Aufstellung) breit und nach der b-Axe dünn entwickelt.

Da das Material sich unter dem Mikroskope als ausnehmend rein erwies, so wurden von dem genannten Handstücke Spaltblättchen ausgesucht und der chemischen Analyse unterzogen. Für die Aufstellung einer Formel erwies sich der Kieselsäuregehalt als etwas zu gering. Deshalb wurde einerseits die Kieselsäurebestimmung wiederholt, mit dem gleichen Erfolge, anderseits eine zweite Probe genommen, aber auch hier bleibt der Kieselsäuregehalt hinter dem theoretischen Verhältnisse zurück.

Die Resultate beider Analysen sind folgende:

	I	II	Mittel	Procente in 100 Theilen ohne Wasser	Sauerstoffverhältnisse	
Kieselsäure =	44·34%	44·80%	44·57%	45·25%	24·13	
Eisenoxydul =	2·07 „	2·27 „	2·17 „	2·20 „	0·49	12·86
Manganoxydul =	46·13 „	46·04 „	46·09 „	46·79 „	10·55	
Kalk =	4·24 „	4·20 „	4·22 „	4·27 „	1·22	
Magnesia =	1·55 „	1·38 „	1·47 „	1·49 „	0·60	
Wasser =	—	1·00 „	—	—	—	
	98·33	99·69	98·52	100·00		

Ausserdem liessen sich Spuren von Thonerde und Natron nachweisen, in 3 Gramm eine zweifelhafte Spur von Baryt. Die Wasserbestimmung erfolgte nach der Methode von Sipöcz.

Nachdem das Wasser wohl nicht zur Constitution des Minerals gehört, wurde die gefundene mittlere procentische Zusammensetzung ohne dieses auf 100 überrechnet und das Sauerstoffverhältniss ermittelt. Wenn man die unvermeidlichen Analysenfehler berücksichtigt, die hier jedenfalls die Eisenoxydul- und Magnesiabestimmungen am empfindlichsten betreffen, so lässt sich genähert die folgende Formel aufstellen:

$$Fe\,Si\,O_3,\ 21\,Mn\,Si\,O_3,\ Mg\,Si\,O_3,\ 2\,Ca\,Si\,O_3$$

in der aber der Kieselsäuregehalt, wie schon erwähnt, hinter dem theoretischen Verhältniss etwas zurückbleibt.

Wie bei Rhodonitvorkommen mehrerer anderer Orte, sitzen auch hier kleine Granatkrystalle von tief honiggelber Farbe mitten im Rhodonit. Es sind Rhombendodekaeder mit schaligem Bau und gebogenen Flächen; sie geben starke Manganreaction. In Schliffen, in

[1]) Studien über schwedische Pyroxenmineralien. Groth's Zeitschr. f. Krystall. etc. 1886, Bd. XI, S. 449—530. Rhodonit, S. 506—530. Ueber die optischen Verhältnisse S. 523 u. f.

denen der Rhodonit fast farblos erscheint, zeigt der Granat lichtgelbe Farbe und erweist sich als stark doppelbrechend. Alabandin konnte ich in den mir vorliegenden Proben nicht nachweisen, hingegen ist Pyrit in Putzen eingesprengt, die die Grösse einer kleinen Haselnuss erreichen. Sehen wir vorderhand von den rhomboedrischen Carbonaten ab, so wäre noch des Barytes zu erwähnen, der in dicken Tafeln als Einschluss erscheint. Die Spaltstücke, welche Winkel von 78° 28′ [$m(101):\bar{m}(10\bar{1}) = 78° 20'$] und 90° [$m(101):b(010)$] ergaben, der Austritt je einer optischen Axe auf den Flächen, die den Winkel von 78° 28′ einschliessen, endlich der chemische Nachweis von Baryt und Schwefelsäure lassen über die Natur des Minerals keinen Zweifel. Es ist reich an Einschlüssen oxydischer Manganverbindungen.

So leicht sich erfahrungsgemäss der Rhodonit in der Natur zu bilden vermag, eben so leicht scheint er sich wieder zu zersetzen. Die mir vorliegenden Stücke weisen mehrfach eine dunkelbraune bis schwarze Rinde auf, die vielfach noch die Structur des ursprünglichen Rhodonits zeigt. In ihr liegen die Granatkryställchen unverändert, ebenso der Pyrit, der sich hier weit beständiger erweist, als das Silicat. Chemisch untersuchte Partien dieser Rinde enthalten keine Kieselsäure mehr, der Kalk- und Magnesiagehalt erscheint angereichert, meist auch sehr erheblich der Eisengehalt. Die Hauptmasse sind verschiedene Oxydationsstufen des Mangans, die sich nicht auseinanderhalten lassen.

Die Rhodonitblätter des oben erwähnten Handstückes liegen auf einer Mutter von dunkelgrauer Farbe, die stellenweise röthlich geflammt ist. Wie die Untersuchung von Dünnschliffen lehrt, enthält sie neben den unten angeführten Mineralen auch ein nahezu farbloses Mineral, das ein durch Säuren leicht zersetzbares Mangansilicat ist, welches zu isoliren ich mich leider vergeblich bemühte.

Während der blätterig ausgebildete Rhodonit von ausgezeichneter Reinheit ist, enthalten die stängeligen Aggregate farblose Körner in grosser Zahl. Sie vermehren sich, je näher man, vom blätterigen Theile ausgehend, der Mutter kommt. Diese besteht vorwiegend aus einem Aggregat oft recht gleichmässig grosser Körner, zwischen denen dann reiner Rhodonit, ziemlich scharf ausgebildete Carbonatrhomboeder, Granat und ungemein fein struirte braune Zersetzungsproducte liegen; stellenweise tritt noch Kies hinzu. In dieser Form ist das „zersetzbare Mangansilicat“ vom Rhodonit leicht zu unterscheiden. Es zeichnet sich durch starke Doppelbrechung und lebhafte Polarisationsfarben aus. Dort, wo eine Spaltbarkeit angedeutet ist, herrscht gegen diese eine Auslöschungsschiefe bis zu 40°. Dieser Umstand und das übrige Aussehen macht glauben, man habe einen sehr lichten Augit vor sich, wogegen aber die leichte Zersetzbarkeit spricht.

Auf einer ganzen Reihe von Handstücken kehren diese licht- bis dunkelgrauen Partien wieder, auf anderen sind sie mit weissen oder braungrauen gemischt. Namentlich in den weissen erscheinen die Körner des fraglichen Minerals auch im Quarz und sind hier dieser, so wie mitvorkommender Rhodonit, von den Körnern derartig erfüllt, dass die Masse der Einschlüsse die des Wirthes übertrifft.

Eigenthümlich ist das Verhalten gegen Säuren. Legt man Stücke des Gemenges in verdünnte kalte Salzsäure, so zeigt sich längere Zeit

keine Kohlensäureentwickelung, die, wenn begonnen, rasch verläuft, wobei die Lösung sich färbt, aber klar bleibt. Lässt man die Lösung über Nacht stehen, so wird sie ganz dick von gallertartiger Kieselsäure. Die Stücke werden zuerst weiss (an den Rändern), dann nehmen sie eine rothe Farbe an, welche der des Rhodonit vollkommen gleicht, so dass man glauben könnte, es liege ein Gemenge, das viel Rhodonit enthalten habe, vor. Dem ist aber nicht so, denn während der Rhodonit von Säuren nur sehr schwach angegriffen wird, zersetzt sich allmälig dieser Rückstand fast ganz, d. h. bis auf wirklich vorhandene kleine Mengen Rhodonits.

Die Hoffnung, wenigstens die Carbonate durch Essigsäure aus dem Gemenge entfernen zu können, erwies sich als trügerisch, denn heisse Essigsäure zersetzt das Silicat sofort und dies bewirkt selbst verdünnte kalte Essigsäure bei längerer Einwirkung. Eine mechanische Trennung war in Folge der Art des Auftretens ebenfalls ausgeschlossen und so ist es unmöglich, die Zusammensetzung des Silicates zu ermitteln.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass man es hier mit ähnlichen Gemengen zu thun hat, wie sie als „Allagit", „Photizit", muscheliges, unebenes, splitteriges „Hornmangan" u. s. w. längst bekannt sind [1]), deren Zusammensetzung je nach den beigemengten Mineralien wechselt.

Die Bauschanalyse einer Partie, die sich durch verdünnte Salzsäure vollständig zersetzen liess, ergab folgendes Resultat:

Kieselsäuse	=	24·65	Procent
Kohlensäure	=	10·78	„
Eisenoxydul	=	8·27	„
Manganoxydul	=	50·14	„
Kalk	=	3·70	„
Magnesia	=	1·62	„
		99·16	

Ein Theil des Eisens ist als Oxydhydrat vorhanden, ebenso ein Theil des Mangans in höheren Oxydationsstufen.

Eine zweite Probe, die sich nur partiell zersetzen liess, gab einen unlöslichen Rückstand (nach dem Ausziehen der abgeschiedenen Kieselsäure) von 9·11 Procent. Unter I ist die Zusammensetzung des Rückstandes, unter II die der Lösung sammt der separat bestimmten Kohlensäure angeführt.

		I		II	
Kieselsäure	=	4·12	Procent	15·76	Procent
Eisenoxydul	=	0·38	„	5·67	„
Manganoxydul	=	4·12	„	42·58	„
Kalk	=	Spur	„	7·44	„
Magnesia	=	„	„	1·32	„
Kohlensäure	=	—	„	16·58	„
		8·62	Procent	89·35	Procent
				8·62	„
			Zusammen	97·97	

[1]) Siehe beispielsweise Rammelsberg, Handbuch der Mineralchemie. I. Auflage, 1860, S. 460.

Auch ein Wassergehalt lässt sich nachweisen, auf seine quantitative Bestimmung wurde verzichtet. Bezüglich des Eisens und Mangans der Lösung gilt auch hier das bei obiger Analyse Gesagte.

Es soll verzichtet werden, eine Reihe weiterer ausgeführter Analysen wiederzugeben, erwähnt sei nur, dass bei Anwendung von Essigsäure bei verschiedenen Versuchen die Kieselsäure vollständig in Lösung trat, die sich erst bei langem Stehen gallertartig oder bei anhaltendem Kochen und Eindampfen flockig abschied.

Im Allgemeinen ist die gefundene Menge von Kohlensäure weitaus grösser als sich nach den sichtbaren Carbonaten schätzen liesse.

Es bietet dieses leicht zersetzbare Mangansilicat, das wohl auch Eisenoxydul, Kalk, Magnesia und etwas Wasser enthält, ein hervorragendes Interesse und geben diese Hinweise vielleicht Veranlassung auf die oben citirten Mineralgemenge zurückzugreifen, von denen möglicher Weise eines oder das andere eine Trennung des Silicates von den übrigen Bestandtheilen gestattet.

Auch die Bildungs- und Umbildungsgeschichte des Rhodonits und des zersetzbaren Silicates versprechen interessante Ergebnisse. Es ist merkwürdig, wie der gegen Säuren so widerstandsfähige Rhodonit an der Luft so leicht zerfällt und die Kieselsäure vollständig verschwindet. Hierzu müssten aber selbstverständlich Studien an der Lagerstätte vorausgehen, da die Lage der nun zu Gebote stehenden Handstücke in der Erzlinse unbekannt ist.

Quarz aus einem „Kreidestollen" des Nagyhegy bei Bereghszász.

Einem Berichte des Freiherrn v. Richthofen über die geologischen Verhältnisse des Bereghszászer Gebirges, welcher in gedrängter Form eine reiche Fülle interessanter Beobachtungen enthält, entnehme ich die Mittheilung, dass gewisse, sehr feinerdige Tuffe durch Verwitterung in eine weiche weisse Masse übergehen, die unter der Benennung „Kreide" in einigen Stollen gewonnen und als Gestellsteine für Hochöfen verwendet wird. [1])

Auf dieses Vorkommen sind wohl Stücke unseres Museums zu beziehen, welche die Bezeichnung „Kreidestollen, Nagyhegy, Bereghszász" tragen und deren Beschaffenheit auf die oben als „Kreide" bezeichnete Masse passt. Zwei dieser Stücke sind einseitig local mit Quarzkrystallen bedeckt, die zu traubigen Ueberzügen, in einem Falle zu einem wurmförmigen Gebilde, vereint sind. Die grössten Individuen besitzen eine Länge von circa $^1/_2$ Centimeter; es ist die gewöhnliche Combination des sechsseitigen Prismas mit den beiden, zu sechsseitigen Pyramiden vereinten Rhomboedern. Diese Krystalle sind farblos.

Ein Theil derselben ist hohl, indem die mit einer Prismenfläche oder an der Stelle der Basis aufgewachsenen Individuen ringsum ausgebildet sind, bis auf eine Prismenfläche oder einer Fläche, die die Spitze abschneidet, von welcher aus sich eine trichterförmige Vertiefung in den Krystall einsenkt. Die Hohlräume sind im Verhältnisse zur Grösse der Individuen gross, sie betragen oft gut die Hälfte des

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1858, Jahrgg. IX. Verhandlungen, S. 117.

Gesammtvolums. Die Form ist sehr schwankend, je nach der Lage der Krystalle auf dem Muttergestein, die Innenwände sind unregelmässig. Ein Theil ist mit einer weissen pulverigen Substanz (Alunit?) erfüllt, ein anderer Theil enthält nur geringe Massen und einzelne sind ganz leer.

Ueber die Entstehnng dieser hohlen Krystalle lassen sich verschiedene Ansichten geltend machen. Am nächsten liegend ist die, dass die Mutterlauge mit Alunittheilchen geschwängert und dass der fortwachsende Krystall nicht im Stande war, dieselben völlig einzuschliessen. Es scheint aber einerseits, als ob diese nur theilweise vorhandene Ausfüllung erst nachträglich erfolgt wäre und anderseits ist die Mehrzahl der Krystalle einschlussfrei.

Aus übersättigten Lösungen schiessen häufig Krystalle an der Oberfläche an, die sich bei ruhigem Stehen der Gefässe, die die Lösungen enthalten, schwimmend vergrössern. Solche schliessen sich auch gerne zu wurmförmigen Reihen aneinander und können sehr ansehnliche Dimensionen erreichen, welche die der vorliegenden Quarzkrystalle weit übertreffen. So sehr nun die letzteren Gebilde jenen entsprechen, wie wir sie im Laboratorium entstehen sehen, so wird man doch keine analoge Genesis annehmen.

Aus den Handstücken ist nicht zu entnehmen, welche Lage die wachsenden Krystalle im Raum besassen, nichtsdestoweniger möchte ich ihre Entstehung auf folgende Vorgänge zurückführen. Eine Kieselsäure enthaltende Lösung trat aus dem porösen Gestein in einen Hohlraum. Die hier stattfindende Verdunstung führte zum Anschuss von Quarzkryställchen, die durch Zufuhr weiterer Lösung sich vergrösserten. Nimmt man an, dass nur geringe Quantitäten von Mutterlauge zu den sich vergrössernden Krystallen geführt wurde, so waren dieselben bald nicht mehr ganz von dieser umhüllt. An den trockenen Stellen fand kein Absatz von Kieselsäure statt, während an den Rändern der verdunstenden Lösung das stärkste Wachsthum stattfand, wodurch das Fortwachsen in Form einer hohlen Schale ermöglicht ist. Der Vorgang ist also ganz analog demjenigen, wie er bei schwimmenden Krystallen oft genug beobachtet werden kann.

Die Auskleidung der Hohlräume mit Alunitkörnchen, ihre Ursprünglichkeit vorausgesetzt, findet hierbei ebenfalls eine leichte Erklärung, indem die in der Lösung schwebenden Körnchen gewiss an der Grenzschicht der Flüssigkeit gegen den trockenen Raum zur Ablagerung gelangen.

Siderit im Opal von Nagy Laáz im Ungher Comitate.

In dem Trachytgebirge des nordöstlichen Ungarn finden sich in Nestern des Tuffgebietes eisenreiche Opale und Brauneisenerze, die von der Zersetzung der eisenreichen Gesteinsbestandtheile herrühren. [1])

---

[1]) Siehe F. Kreutz, Das Vihorlat-Gutin-Trachytgebirge. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1871, S. 1—22, darin S. 20—21.

G. Stache, Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Unghvár. Ebenda S. 379—436, darin S. 420.

Aus einem der dort bestandenen primitiven Bergbaue bei Nagy-Laáz liegen mehrere von Freiherrn v. Richthofen gesammelte Handstücke sogenannten Eisenopals in unserer Sammlung. Diese Opale scheinen keine Verdrängungspseudomorphosen zu sein, wenn man gewisse Opale, z. B. jene von Gleichenberg [1]), so nennen darf. Es zeigt sich im Opal selbst keine Spur erhaltener Gesteinsstructur und scheinen sie aus Kieselsäureabsätzen hervorgegangen, die Eisenoxydflocken in grosser Menge eingeschlossen haben.

Zwischen den sphärischen Opalpartien finden sich zahlreiche Hohlräume, deren Wände mit kleinen linsenförmigen Rhomboedern, die zu mannigfachen Aggregaten verwachsen sind, ausgekleidet erscheinen. Die Kryställchen sind braun, durchscheinend und bestehen aus kohlensaurem Eisenoxydul mit wenig kohlensaurer Magnesia. Kalk liess sich nicht nachweisen. Es liegt demnach eine ganz junge Bildung von Siderit vor.

Japanische und griechische Glaucophangesteine.

Herr Prof. Dr. B. Kotô hatte die, uns zu besonderem Danke verpflichtende Freundlichkeit, unter anderen auch eine Anzahl Proben von Glaucophangesteinen und der prächtigen Piemontitgesteine von der Insel Sikoku an Herrn Oberbergrath v. Mojsisovics einzusenden. Der letztgenannte Herr überliess mir diese Gesteine, um sie mit den griechischen Vorkommnissen, welche Dr. V. Goldschmidt und ich gesammelt haben, zu vergleichen.

Herr Professor Kotô hat über das Vorkommen bereits einige Mittheilungen veröffentlicht, deren Inhalt sich aber hauptsächlich auf die Untersuchung des Glaucophan und Piemontit beziehen. [2]) Ohne hier auf die von Goldschmidt und mir gegebene Beschreibung der Gesteine von Syra und Syphnos [3]) ausführlicher zurückzukommen, sei nur erwähnt, dass die Proben der Glaucophangesteine der hier in Betracht kommenden japanischen Fundorte von der Insel Sikoku, Monte Otakisan und der griechischen äusserlich nicht zu unterscheiden sind. Die Gleichheit tritt in Dünnschliffen womöglich noch besser hervor. Die mir vorliegenden Proben sind theils Glaucophan-Glimmerschiefer, theils Glaucophan-Epidotschiefer. Die letzteren entsprechen in ihrer Zusammensetzung und im Habitus aber dennoch mehr den Glaucophan-Glimmerschiefern, die bereits etwas Epidot führen, indem letzteres Mineral jene Ausbildung und die weingelbe Farbe zeigt, wie sie für diese Abtheilung charakteristisch sind, nur tritt in den japanischen Proben Epidot reichlicher auf In den vorliegenden Proben fehlt der Granat, hingegen sind die Varietäten mit rhomboedrischen Carbonaten vertreten, welche letztere allerdings bereits zersetzt sind.

---

[1]) Siehe M. Kišpatić, Ueber die Bildung der Halbopale im Augit-Andesit von Gleichenberg. Tschermak's mineral. u. petrog. Mitth. 1882, Bd. IV, S. 122—146.

[2]) A note on Glaucophan. Journal of the College of Science. Imperial University. Japan. Tokyô 1886, Vol. I, Part. 1, S. 85—99.

On some Occurrences of Piedmontite-Schist in Japan. Quarterly Journ. 1887, Vol. XLIII, Part. 3, Nr. 171, S. 474—480.

[3]) Ueber die geologischen Verhältnisse der Inseln Syra, Syphnos und Tinos. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1887, S. 1—34.

Wie auf den griechischen Inseln in einzelnen Gesteinsschichten oder Linsen alle Minerale mit Ausnahme des Quarz und Epidot verschwinden, so auch hier, nur ist da der prächtige Piemontit gegen den Eisenepidot weit vorwaltend. Die Mehrzahl dieser Piemontitschiefer enthalten aber auch etwas Glimmer, alle reichlich Magnetit und eine Probe Granat, welchen Herr Prof. Kotô ebenfalls beschrieben hat. [1])

Besonderes Interesse bietet ein als „Diabastuff" bezeichnetes Gestein vom Homino Yama. Dasselbe besteht aus Quarz, Glaucophansäulchen, körnigem gelben Epidot und einem grünen mehr blätterigen Mineral, das wohl als Hornblende aufgefasst wurde, wenigstens steht auf der Etiquette „Glaucophane-amphibolite". Die vorliegende kleine Probe gestattete nicht, Feldspath sicher nachzuweisen. Bekanntlich ist es oft unmöglich, mittelst des Mikroskopes Quarz und Feldspath zu unterscheiden, namentlich wenn letzterer durch ein dem Albit nahestehendes Glied der Plagioklasreihe vertreten ist, dem Zwillingsbildung fehlt. Die Tuffnatur wurde aus geologischen Verhältnissen abgeleitet und ist das Vorkommen deshalb interessant, weil einerseits auf den griechischen Inseln ähnliche, etwas grobkörnigere Gesteine im Schiefercomplex anstehen und es anderseits, wenn vom Glaucophan abgesehen wird, unter den Gliedern der alpinen „Albitgneissgruppe" im weiteren Sinne solche gibt, die dem japanischen „Tuff" gleichen. Unter diesen Umständen können wir vielleicht genetische Schlüsse ziehen oder kann die gewiss auch richtige Thatsache bestätigt werden, dass gleiche Gesteine von sehr verschiedenen ursprünglichen Materialien abstammen können. In dieser Hinsicht müssen wir eine eingehende petrographische Untersuchung der japanischen Vorkommen abwarten, die sich hoffentlich auf alle Glaucophangesteine und deren Begleiter ausdehnen wird.

Hier sei es gestattet, eine Ergänzung unserer Mittheilungen über Tinos anzuschliessen. Wir haben dort (S. 31) eines glaucophanführenden Gesteines erwähnt, welches in der Nähe von St. Nicolo mehrfach zur Herstellung von Trockenmauern verwendet wurde, ohne dasselbe anstehend gefunden zu haben. Herr Prof. G. v. Rath, der vor uns Tinos besucht hatte, was uns unbekannt geblieben war, macht uns in der freundlichsten Weise aufmerksam, dass Glaucophangesteine an dem von Kisternia nach St. Nicolo führenden Pfad, wo dieser circa $^1/_2$ bis 1 Kilometer nordwestlich vom letztgenannten Orte zur kleinen Bucht und Küstenebene hinabsteigt, anstehen. Dieses Vorkommen hat er auch in seinen Reisebriefen durch Italien und Griechenland nach dem heiligen Land, I, S. 149, erwähnt. Wir selbst haben diese Gebietstheile nicht besucht, wie aus unserer Darstellung S. 28 hervorgeht.

Ueber Eruptivgesteine aus der Provinz Karassi in Kleinasien.

Meinem verehrten Freunde Herrn Bergwerks-Director Nicolaus Manzavino in Balia in Kleinasien verdanke ich eine Suite von Eruptivgesteinen, welche vorwiegend dem Grubendistrict von Balia angehören.

[1]) a. a. O. Quarterl. Journ., S. 479—480.

Gegenwärtig arbeitet der genannte Herr an der Herstellung einer Karte des bezeichneten Gebietes und soll nach deren Fertigstellung die begonnene, systematisch betriebene Aufsammlung der verschiedenen Gesteine fortgesetzt werden, deren nachfolgende Bearbeitung ich gerne übernommen habe. Unter diesen Umständen will ich mir erlauben, nur wenige Worte über das bisher vorliegende Material hier mitzutheilen.

Die Gesteinsproben gehören der Mehrzahl nach der Umgebung von Balia an; eine Probe, die in Beziehung der Vergleichung mit anderen Gebieten von Bedeutung ist, dem District von Avounia.

In grossen Massen treten in den genannten Gebieten geologisch junge Eruptivgesteine auf, wie es scheint, hauptsächlich Augitandesite, denen sich zunächst Dacite anschliessen, während von Hornblendeandesit nur eine Probe vorliegt.

Bekanntlich zeigen Andesite, die mit so wechselndem Habitus ausgebildet sind, oft von entfernt liegendsten Erdtheilen eine grosse Uebereinstimmung bis in das Detail. Dies trifft auch hier zu, indem ein Theil der Proben aus dem District von Balia solchen aus der Gegend von Schemnitz vollständig gleicht. Die Beziehungen der beiden Gebiete werden noch enger geknüpft durch einen Quarzdiorit des Districtes Avounia, der geradezu aus Hotritsch (dortiger „Syenit") sein könnte. Beide Gebiete zeichnen sich durch reiche und wechselvolle Gangbildung mit oft edler Erzführung aus, so dass ein vergleichendes Studium manche interessante Thatsache verspricht, auf was ja auch schon Herr Professor Dr. M. Neumayr bezüglich der sedimentären Ablagerung hinwies.[1]) Hoffentlich werden wir in einiger Zeit, wenigstens auf Grundlage der von Herrn Manzavino gesammelten und eingesandten Materialien und seiner Karte in der Lage sein, eingehendere Mittheilungen machen zu können.

---

[1]) „Ueber Trias- und Kohlenkalkversteinerungen aus dem nordwestlichen Kleinasien." Anzeiger der kais. Akad. d. Wissensch. 1887, Nr. XXII, pag.. 241—243.

Inhalt.

Studien im polnischen Mittelgebirge.

II.

Von **Dr. Josef v. Siemiradzki** in Lemberg.

Im verflossenen Sommer habe ich die im Auftrage der Redaction des Warschauer „Physiographischen Jahrbuches“ vorgenommene geologische Aufnahme des polnischen Mittelgebirges weitergeführt und die Kartirung des westlichen Theiles desselben, im Anschluss an die bereits von mir veröffentlichte Specialkarte dessen östlicher Region (Pamiętnik Fizyjograficzny VII, Warschau 1888) zu Ende gebracht. Da nun das Kielcer Gebiet seit langer Zeit zum Gegenstande sehr eingehender Untersuchungen gedient hat, so handelte es sich bei mir hauptsächlich um eine Orientirung an Ort und Stelle, um das schon vorhandene Material kritisch benutzen zu können, sowie dann auch um die noch bis heutzutage nicht zur Genüge klargelegten tectonischen Verhältnisse.

Meine Auffassung des Sandomirer Gebirges als zweier anticlinaler, respective isoclinaler Falten hat sich auch für dessen westlichen Theil als richtig erwiesen, nur tritt noch dazu im S. eine dritte Falte hinzu, welche ich in meinem vorigen Berichte durch die vereinzelten Quarzitpartien von Kotuszow und Gummienice angedeutet habe. Diese dritte Falte bildet den durch seine Marmorbrüche bekannten Chenciner Gebirgszug, an welchen sich von der Südseite die jüngeren, am Baue des Gebirges theilnehmenden Formationen vom bunten Sandstein bis zur oberen Kreide und Miocän anlehnen.

Schliesslich tritt südlich von letzteren, ringsum von jüngeren Gebilden umgeben, eine Kuppe von devonischen und obersilurischen Gesteinen bei Zbrza und Dembska Wola auf, welche ich in meinem vorigen Berichte irrthümlich zur zweiten Silurzone gerechnet habe, und die ich gegenwärtig nur als Andeutung einer vierten Falte ansehen kann. Leider sind die Verhältnisse derselben zu den umgebenden Gesteinen durch eine mächtige Flugsanddecke verborgen.

Die orographischen Verhältnisse des Kielcer Gebirges stellen sich folgendermassen dar:

Die eine Meile breite synclinale Mulde, in deren Mitte sich die Stadt Kielce in 816′ Seehöhe befindet, ist durch zahlreiche Erosionsthäler in mehrere niedrige Hügelreihen zerspalten, welche ein allgemeines Streichen gegen WNW. zeigen und aus mittel- und oberdevonischem Korallenkalkstein und diesem untergeordneten Breccien und Kalkschiefern bestehen. Die Zwischenräume sind durch diluvialen Flugsand erfüllt. Nördlich wird diese Mulde durch die westlichen Ausläufer des Swienty-Krzyž-Rückens begrenzt, welche am Dorfe Masłow die Höhe von 1377′ über dem Meeresspiegel erreichen.

Im S. ist es wiederum das silurische Sandsteingebirge von Dyminy, welches die Kielcer Mulde begrenzt, die Seehöhe von 1350′ erreichend.

Die zweite, südliche synclinale Mulde ist etwas schmäler als die soeben beschriebene, sonst aber in ihren Eigenschaften vollkommen derselben ähnlich. Nördlich wird dieselbe vom Dyminy-Rücken, südlich von dem Chenciner Dolomitzuge begrenzt. Letzterer bildet einen schmalen felsigen Rücken, dessen mittlere Seehöhe etwa 1000′ beträgt und an einzelnen Punkten, wie bei Marzysz im O., bei Miedzianka am westlichen Ende und am Chenciner Schlossberge in dessen Mitte die Höhen von 1262′, 1160′ und 1135′ erreicht.

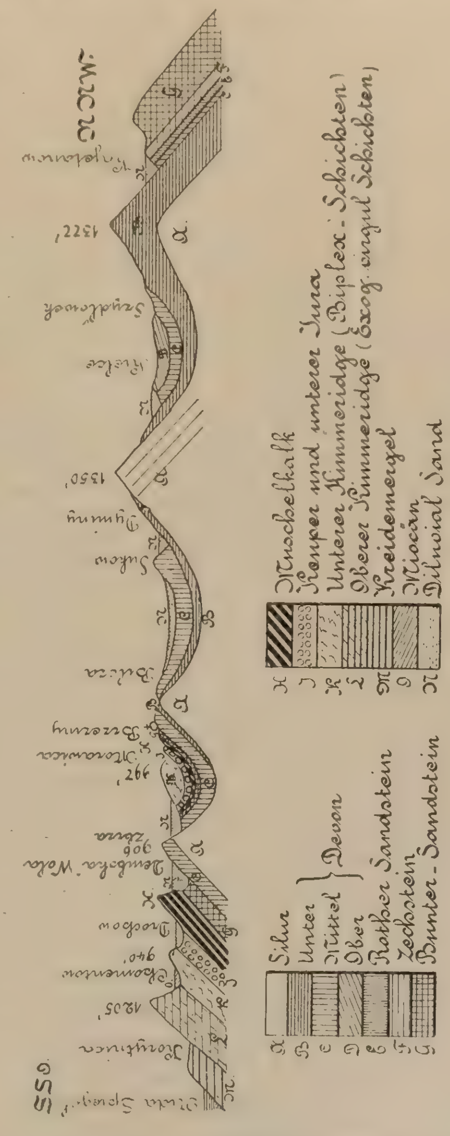
Südlich von Chenciny und Morawica sind nun die jüngeren Formationen in concordanter Reihenfolge dem devonischen Kalksteine angelehnt.

Die durch Erosion entstandenen schmalen Längsthäler dieser letzteren Region sind sämmtlich isoclinal und deuten die weicheren Gesteine des Keupers und des unteren Jura an, während die compacten und harten Kalksteine des Muschelkalkes und des oberen Jura schmale langgezogene Rücken bilden, die durchschnittlich 900—1000′ über dem Meeresspiegel sich erheben und nur bei Korytnica, am Ufer der Nida, 1205′ Seehöhe erreichen. Am letzteren Punkte sind die nach SW. fallenden jurassischen Kalksteine durch horizontal gelagerten Kreidemergel und Miocän begrenzt.

Nördlich von Bodzentyn, Zagnańsk und Miedziana góra treten bei Cminsk und Klonów mächtige Lager von rothem triassischen Sandstein auf und noch weiter nördlich lässt sich eine dem Durchschnitte von Morawica-Korytnica analoge Suite von Trias und Jura, in der jedoch der bunte Sandstein und der Keuper viel mächtiger als am südlichen Abhange des Gebirges entwickelt erscheinen, verfolgen.

Nach W. hin, gegen den Fluss Pilica, verschwindet das Kielcer Hügelland unter diluvialer Sanddecke und nur an den künstlichen Steinbrüchen und spärlichen natürlichen Entblössungen lässt sich der Bau des Gebirges weiter verfolgen. Sehr werthvolle Mittheilungen über den Verlauf desselben ausserhalb des eigentlichen Gebirges verdanken wir Herrn Michalski (Verhandl. d. St. Petersburger geolog. Reichsanstalt, 1882, 1883, 1884, 1886) und dem verdienstvollen Georg Gottlieb Pusch (Neue Beiträge zu Polens Geognosie [polnisch]. Pamiętnik Fizyjograficzny. Bd. II, III, IV). Aus denselben ergibt sich nämlich, dass die Kimmeridge-Kalksteine mit *Exogyra virgula*, welche das Sandomirer Gebirge von NO., N., NW. und SW. umgeben, und deren Zusammenhang mit dem jurassischen Hauptzuge von Krakau-Wieluń

bezweifelt wurde, sich zwischen Przedborz und Sulejow an der Pilica zu einer anticlinalen Falte vereinigen, welche flach nach SW. und NO. einfällt und sich über Kodromb, Kamieńsk, Rozprza, Sarnow, Złoczow bis nach Kalisch verfolgen lässt und demgemäss nur das oberste Glied des Krakauer Felsenkalkes bildet.



Diese Thatsache wird noch dadurch in indirecter Weise unterstützt, dass an vielen Orten in unmittelbarer Nähe von ihrem Horizonte nach nicht näher bestimmten oberjurassischen Kalksteinen, im Hangenden derselben eisenschüssige Sandsteine auftreten, deren Zugehörigkeit zum Neocom dadurch höchst wahrscheinlich gemacht wird, dass dieselben nach Michalski in der Gegend von Tomaszow an der Pilica direct auf Schichten mit *Perisphinctes virgatus* liegen, welche letztere, mögen sie zum Neocom oder noch zum Kimmeridge gehören, jedenfalls jünger sind, als die oolithischen Kalksteine mit *Exogyra virgula,* welche im Liegenden der Virgatenthone auftreten.

Folgende geologische Etagen haben sich in regelmässiger Reihenfolge am Aufbaue des Sandomirer Mittelgebirges betheiligt:

Silur. *A.* Untersilurische Sandsteine bei Dyminy und Mojcza, südlich von Kielce.

" *B.* Obersilurische Thon- und Grauwackenschiefer in vier Zonen, welche die Axen ebensovieler anticlinaler Falten bilden.

Devon. *C.* Unterdevonische Quarzite und Spiriferensandsteine in den drei nördlichen Falten auftretend, nach S. zu sich auskeilend.

" *D.* Mitteldevonischer Korallenkalk, Kalkbreccie und Riffdolomit, die Hauptmasse des Kielcer und Chenciner Gebirges bildend.

Devon. *E.* Oberdevonischer Korallenkalk mit *Rhynchonella cuboides* in der Gegend von Kielce.

„ *F.* Oberdevonische Posidonien- und Clymenien-Schiefer mit *Cardiola retrostriata.*

Perm. *G.* Rother Sandstein.

„ *H.* Zechstein, nur auf einem sehr beschränkten Gebiete am Nordabhange des devonischen Zuges bei Kajetanow.

Trias. *I.* Bunter Sandstein, bildet ansehnliche Berge nördlich von Bodzentyn und Klonów und umgibt das Sandomirer Gebirge in einem breiten Bogen, von Czerwona góra bei Opatów ausgehend über Stryczowice, Broniszowice, Momina, Zwola, Garbacz, Pokrzywnica, Swientomarz, Klonów, Tumlin, reicht übergreifend in vereinzelten Partien in das devonische Gebiet bei Rykoszyn und Gałenzice hinein und zieht sich weiter in einem schmalen Zuge am südlichen Rande des Devon von Miedzianka über Skiby, Korzecko, Chenciny, Radkowice, Brzeziny, Morawica, Łabendziow, Radomice, Komorki, Gumienice bis Drugnia, südöstlich von Pierzchnica (siehe Zeuschner, Z. d. d. g. G. 1868).

„ *K.* Muschelkalk, bildet eine schmale Zone im Hangenden des vorigen, welche stellenweise, namentlich am nördlichen Abhange des Gebirges, die Mächtigkeit von einigen Metern nicht überschreitet, im S. ist er viel bedeutender entwickelt und erreicht die von ihm eingenommene Zone zwischen Morawica und Grabowiec die Breite von 4—6 Kilometer.

„ *L.* Keuper, zu unterst aus bunten Letten, zu oberst aus hellfarbigen Sandsteinen bestehend; sehr mächtig am Nordrande des Gebirges entwickelt von Opatów bis Opoczno und Skotniki an der Pilica; am südlichen Rande eine schmale Zone zwischen Muschelkalk und Jura von Skotniki bis Drugnia bildend.

Jura. *M.* Graue Thone mit *Parkinsonia Parkinsoni* (unterer Oolith). (Bath und Kelloway bisher unbekannt, obwohl wahrscheinlich unter den eisenschüssigen Sandsteinen bei Opoczno und Drzewica vertreten.)

„ *N.* Oxford, *a)* Eisenschüssige Sandsteine, sowie dichte Kalksteine der Scyphienfacies von Inowłodź und Mnin, entsprechend der Zone des *Peltoceras transversarium.*

b) Mergelige Kalksteine mit *Perisphinctes biplex, Peltoceras bimammatum* und *Rhynchonella lacunosa*, am südlichen Rande des Chenciner Gebirges bei Korzecko, Starochenciny, Nida, Brzeziny, Morawica, Maleszowa und Gumienice.

c) oolithische und kreideartige Kalksteine der Nerineenfacies bei Korzecko und Sulejow.

Jura. *O.* Oolithische und dichte Kalksteine der Nerineen-, Scyphien- und Myarienfacies des unteren Kimmeridge, von Piekło, Sulejow, Przedborz, Małogoszcz, Brzegi und Chomentow bei Sobkow.

„ *P.* Kalksteine mit *Exogyra virgula* des oberen Kimmeridge von Piekło, Sulejow, Kodromb, Przedborz, Dobromierz, Małogoszcz, Sobkow und Korytnica.

Neocom. *Q.* Graue Thone mit *Perisphinctes virgatus* im Hangenden der oberen Kimmeridge-Schichten, in der Gegend von Tomaszow an der Pilica.

„ *R.* Eisenschüssige, versteinerungslose oder nur schlecht erhaltene Steinkerne führende Sandsteine, ebendaselbst.

Die Thatsache, dass die jüngeren Glieder von der Trias an eine einzige, weit zerspaltene anticlinale Falte bilden, während in den devonischen Gesteinen vier solcher zu unterscheiden sind, und die silurischen vielfach geknickten Schichten eine noch grössere Anzahl von Faltungen erkennen lassen, sowie schliesslich der Mangel jeglicher jüngerer Schichten innerhalb des devonischen Gebietes, denn der bunte Sandstein tritt nur ganz untergeordnet, an den Rändern flache Buchten ausfüllend, auf, sprechen dafür, dass die Hebung des Sandomirer Gebirges drei verschiedenen Perioden angehörte.

Das devonische Meer hatte schon da zwei silurische Sandsteinrücken vorgefunden und denselben Stoff zur mächtigen Sandstein-, Quarzit- und Quarzconglomeratbildung (Bieliny) entnommen. An diesen Strandbildungen haben sich nun im Mitteldevon zahlreiche Korallen angesiedelt und zum Theil recht mächtige Riffe, wie der Chenciner Gebirgskamm, erbaut.

Das Sandomirer Gebirge bildete in der oberdevonischen Periode einen echten Atoll, innerhalb dessen sich zwei schmale Landstreifen (Swienty krzyž und Dyminy) erhoben, von den äusseren Barriereriffen (Skały-Zagnańsk-Porzecze und Miedzianka-Chenciny-Marzysz) durch Lagunen getrennt, die mittlere Kielcer Lagune hatte vermittelst eines engen Canals über Gurno-Makoszyn-Łagow nach O. mit den devonischen Meere communicirt.

Das permische und triassische Meer hat neue gewaltige Massen von Strandbildungen addirt, im oberen Keuper (Räth) traten noch sehr bedeutende Süsswassergebilde hinzu, infolge einer grossen neuen Hebungsperiode, welcher in der Räth- und Muschelkalkepoche eine unbedeutende Senkung vorausging.

Inmitten der unteren Kreideperiode erfolgte schliesslich die letzte Hebung, welche die oberjurassischen Tiefseeschichten blossgelegt hat. Vom Turon an lagern die Schichten am Fusse desGebirges horizontal.

Die vier devonischen Falten sind aber keineswegs gleichzeitig entstanden, was die höchst eigenthümliche hydrographische Eigenschaft der Kielcer Gegend erklärt, diejenige nämlich, dass der nördlichste

Swienty Krzyž-Rücken allein es ist, und zwar nur östlich vom Heil. Katharinen-Berge (Łysica), welcher eine wohlausgesprochene und wichtige Wasserscheidelinie bildet, alle übrigen dagegen, trotz ihrer zum Theil recht beträchtlichen Höhe und der Festigkeit der sie zusammensetzenden Gesteine gar kein Hinderniss dem Laufe auch der kleinsten Bäche der Gegend bilden, welche letztere nicht den recht ausgesprochenen Längsthälern folgen, sondern ganz ungestört sämmtliche devonische Rücken in der Richtung von N.—S. oder NO.—SW. quer durchschneiden und erst innerhalb der jurassischen und triadischen Gebilde den Längsthälern zu folgen anfangen.

Diese Thatsache lässt sich aber bekanntlich nur dadurch erklären, dass die drei südlichen Falten sämmtlich jünger als diejenige von Swienty Krzyž sind, und durch die Annahme der Präexistenz der Wasserströme, welche ihre Bette in den langsam sich erhebenden Gebirgszügen allmälig eingeschnitten haben. Obiges gilt nämlich für die Bäche Bobrzyca, die obere Nida und Czarna Nida.

In der regelmässigen Schichtenfolge des Kielcer Gebirges lassen sich an zwei Stellen deutliche horizontale Verwerfungen in NO.-Richtung beweisen, welche durch Spalten, Adern und Erzführung sich auszeichnen. Es ist dieses vor Allem die Verwerfung zwischen Miedzianka und Chenciny, welche etwa 1 Meile breite Gebirgspartie $^{1}/_{4}$ Meile nach NO. verschoben hat. In der Richtung dieses Bruches liegen alle polnischen Kupfergruben, sowie die bekannten, gegenwärtig schon verlassenen Bleigruben von Jaworzno. Der Bruch ist jung, da an demselben oberjurassische Kalksteine ebenfalls theilnehmen. Die Gegenwart von Kupfererzen, dessen Emanationen, wie man gewöhnlich annimmt, in zwei Perioden, im Perm und Eocän stattgefunden haben, lassen, da das vorpermische Alter der Spalten ausgeschlossen ist, auf eocänes Alter des Bruches schliessen. Die zweite analoge Verschiebung finden wir an den Quarziten von Swienty krzyž bei Nowa Słupia. Auch hier ist der Bruch durch Erzvorkommnisse, und zwar durch Bleiglanzadern, im Kalksteine von Płucki bei Łagow gekennzeichnet.

Ich gehe jetzt in einige Details über.

Die untersilurischen Sandsteine von Mojcza und Bukówka bei Kielce sind von mir in einer früheren Mittheilung beschrieben worden. Es ist noch zu den spärlichen Versteinerungen der *Cyclocrinites Spasskii* von Mojcza hinzuzufügen.

Obersilurische Graptolithenschiefer mit *Cardiola interrupta* schliessen sich denselben von der Nordseite an. Oestlich vom genannten Orte entblössen sich diese Schiefer in einer Schlucht am östlichen Fusse des waldbedeckten Quarzitberges bei Niestachow, westlich zeigen sich zu derselben Zone gehörende Thonschiefer im Schlossgarten von Kielce und am Fusse des Klosters Karczuwka. Silurische Grauwacke bildet einen ansehnlichen waldbedeckten Rücken zwischen Zgursko und Szewce, welcher von der nach Chenciny führenden Landstrasse durchschnitten wird.

Grauwacken, Thonschiefer und silurische Quarzite, welche zur nördlichen Zone (Opatów-Słupia stara) gehören, sind bei Ciekoty und Masłow entblösst. Hierher gehört auch aller Wahrscheinlichkeit nach der Sandstein von Niewachlow, nördlich von Kielce, in welchem eine unbestimmte Beyrichienart von Herrn Hube gefunden worden ist.

Entblössungen der dritten Silurzone sind auf den Feldern nördlich von Brzeziny und östlich von Chenciny zu sehen.

Die vierte südliche Zone wird durch die vereinzelte Partie von Zbrza vertreten.

Unterdevonische Quarzite und Spiriferensandsteine sind an folgenden Punkten entblösst:

I. Łysa góra-Zug: Miejska góra und Stawiana góra bei Bodzentyn (irrthümlich auf meiner Karte als Mitteldevon bezeichnet), der Rücken zwischen Ciekoty und Dombrowa, am Berge Krzemionka bei Dombrowa 1372′ über dem Meeresniveau erhoben. Berg Bardze oder Wisniawka nördlich davon, SO. von Zagnańsk. Zwei Hügel bei Dombrowa und Szydłowek, nördlich von Kielce; ein Hügel im Walde zwischen Dombrowa und Niewachlow. Die äussersten Punkte bilden: der Hügel Miedziana góra mit den gegenwärtig verworfenen Kupfergruben und der Hügel Chełmce. Ueberall an der Grenze zwischen dem Quarzit und Grauwacke, sowohl in diesem als in dem südlich davon gelegenen Zuge treten Eisenerze und zum Theil Kupfererze auf. Die Lagerstätte derselben bilden graue und schwarze Letten mit untergeordnetem mergeligen Kalkstein.

II. Dyminy-Zug. Von Łagow aus lässt sich dieser Quarzitzug über Makoszyn, Orłowiny, Sierakow, Smykow, Damkow Brzechow (1110′), Daleszyce, Niestachow nach Dyminy verfolgen, er umschliesst beiderseits mit anticlinalem Fallen den silurischen Sandsteinkamm, bildet eine zusammenhängende grössere Partie nördlich von Posłowice zwischen Dyminy und Białogon und erscheint im Hangenden der Grauwacke bei Szewce.

III. Chenciner Zug. Der Quarzit, welcher, wie oben gesagt, nach S. sich allmälig auskeilt, spielt in diesem Zuge eine sehr unbedeutende Rolle, nur bei Szczecno bildet er einen grösseren, 1038′ Seehöhe erreichenden Berg, sonst aber erscheint er in ganz kleinen Partien in Brzeziny und Bolechowice.

Von Versteinerungen sind bisher bekannt: *Athyris concentrica Buch., Chonetes sarcinulata, Cyathocrinus pinnatus Gf., Murchisonia turris, Pterinea pailletei Vern; Spiriferlaevicosta Schnur, paradoxus Schl., micropterus Schn., cultrijugatus F. Röm., medialis Hall., glaber Sow.; Strophomena subarachnoidea Arch., Tentaculites scalaris.*

Die mitteldevonischen Gebilde bestehen ebenso wie in dem von mir früher beschriebenen östlichen Theile aus hellgrauen Kalksteinen und Dolomiten, welche theils dicht, theils halbkrystallinisch sind und ausser an einigen wenigen Punkten sehr arm an Versteinerungen sind, nur Korallen und Stromatoporen scheinen nie zu fehlen. Ein Theil dieser Korallenkalke mag wohl zum oberen Devon gehören, eine genaue Gliederung ist aber beim Mangel an Versteinerungen für das ganze Gebiet bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse nicht durchführbar.

Diese hellgrau geschichteten Kalksteine füllen die zwei breiten synclinalen Mulden aus und lehnen sich im Norden und im Süden an das Quarzitgebirge an. Die Partien nördlich vom Łysa góra-Rücken werden durch die isolirten Berge von Zagnańsk (irrthümlich von Pusch zum Kajetanower Zechstein gerechnet), von Kamienna góra bei Miedziana góra und Porzecze am rechten Ufer der Bobrzyca vertreten. Diese Kalksteine sind im Hangenden von triassischem rothen Sandstein bedeckt.

In der Kielcer Mulde kommen diese hellgrauen, geschichteten, durch Bleiglanzgruben gekennzeichneten Kalksteine in folgenden Orten zum Vorschein: Westlich von Łagow bis Płuczki, Wola Łagowska und Orłowiny, von da aus nach W. von Diluvialsand bedeckt, zeigen sie sich wieder bei Makoszyn und dann nach langer Unterbrechung durch die Diluvialdecke erst in der Gegend westlich von Kielce am Klosterberge Karczówka, bei Białogon, Szczukowskie górki, Jaworznia, Janow, Ołowice, in letzteren Punkten hat früher ein ausgedehnter Bleibergbau stattgefunden. Die nordwestlichen Ausläufer dieses Kalksteinzuges bilden die Hügel von Chełmce und Brynica am Flusse Bobrzyca. Im Westen treten in unmittelbarer Nähe im Hangenden dieser Kalksteine Muschelkalk (Piekoszow und Jaworznia) und Jurakalkstein (Miecygózd) auf.

Die Kalksteine der zweiten synclinalen Mulde beginnen im O. bei Cisow (auf meiner Karte irrthümlich als Quarzit bezeichnet) über Słopiec, Borkow, Marzysz (1262′), Sukow (1040′), Kuby Młyny, Bilcza, Kowala, Posłowice, Bolechowice, Zgursko, Szewce bis Rykoszyn.

Am südlichen Abhange des Gebirges zieht sich ein zusammenhängender schmaler Zug von krystallinischem, zum Theil buntgefärbtem Marmor vom Berge Miedzianka und Zajączkow, mit ihren Kupfer- und Bleigruben, westlich von Chenciny über Gałenzice, Skiby, Zielejowa, Chenciny, Brzeziny, Morawica und Łabendziow; den äussersten südöstlichen Ausläufer dieses Zuges bildet der lichtgraue compacte Kalkstein zwischen Pierzchnica und Osiny.

Schliesslich ist noch südlicher eine kleine Partie von devonischem Korallenkalk zwischen Łukowa und Dembska Wola, ganz von Trias und Jura umringt, vorhanden.

Der Chenciner Marmorzug bildet einen schmalen, felsigen Rücken, mit sehr steilen Böschungen, ohne deutliche Schichtung, nach verschiedenen Richtungen plattenförmig abgesondert, von zahlreichen Kalkspathadern durchzogen und ausser spärlichen Korallen und Stromatoporen keine organischen Einschlüsse führend. Am Fusse dieses Rückens treten sehr merkwürdige Kalkbreccien auf, welche von Zeuschner mit dem Opatower Keuperconglomerat verwechselt, von Römer zur Permformation gestellt worden sind. Meiner Ansicht nach hat jedoch Pusch, welcher dieselben mit den Kalkconglomeraten der Villacher Alpen verglichen hat und für sie ein dem Chenciner Marmorgebirge gleiches Alter angenommen, das Richtige getroffen. Denn es ist dieser Zug wohl nichts anderes, als ein devonisches Korallenriff, ganz analog den Tiroler triassischen Gebilden und an dem Fusse desselben haben sich nun an der Innenseite, in der Lagune, Kalkconglomerate gebildet, welche

ausschliesslich aus abgerundeten Bruchstücken des localen Korallenkalkes, die mit krystallinischem Kalkspath verkittet sind, bestehen. Pusch betont ausdrücklich die Thatsache, dass er bei sorgfältigstem Suchen niemals auch die geringste Spur von einem fremdartigen Gestein, etwa von dem in der Nähe anstehenden Quarzit und Grauwackensandstein gefunden habe. Im Einklange mit dieser Auffassung des Chenciner Zuges ist es leicht erklärlich, warum derselbe krystallinisch geworden ist, während in dessen Liegendem geschichtete, compacte Kalksteine auftreten, ohne jede Spur von Krystallisation, warum er keine deutliche Schichtung besitzt, sowie schliesslich die allen bisherigen Beobachtern aufgefallene Thatsache, dass die obengenannten Conglomerate keine zusammenhängende Zone bilden, sondern nur isolirte niedrige Kuppen am nördlichem Fusse des Korallenkalkgebirges und endlich die von Römer beobachtete discordante Lagerung desselben auf den Korallenkalk. Streng gemeint, ist diese Lagerung durchaus nicht discordant, sondern an vielen Stellen ganz undeutlich, an den meisten dagegen sind die Conglomerate mit den Korallenkalk so innig verknüpft, dass eine Trennung beider Gebilde kaum möglich erscheint.

An einer einzigen Stelle, im Dorfe Gałenzice, erreicht ein grösserer langgezogener Conglomerathügel die Höhe des einige Schritte südlicher gelegenen Korallenkalkrückens, sonst ist er stets, wie gesagt, nur als Ausfüllungsmasse kleiner Buchten im Korallenkalk selbst vorhanden. Gegen das permische Alter spricht die Thatsache, dass unzweifelhaft permische Gebilde nur an einer einzigen Stelle bei Kajetanow, nordöstlich von Kielce, vorkommen und es ist der dortige bituminöse Kalkstein und Schiefer wohl manchem oberdevonischen ähnlich, aber er zeigt nicht die geringste Spur von Aehnlichkeit mit den fraglichen Kalkbreccien. Ausserdem ist im Liegenden dieses Kalksteines, welcher von *Productus horridus* überfüllt ist, rother Sandstein, petrographisch vom Triassischen nicht zu unterscheiden, entwickelt, zwischen demselben und dem Korallenkalk ist aber keine Spur von ähnlichen Conglomeraten vorhanden. Die triassischen Conglomerate haben einen verschiedenen Habitus. Vor allem aber schliessen sie Bruchstücke von allerlei devonischen Gesteinen, während die Chenciner meist rothgefärbter Kalkbreccie, wie gesagt, aus lauter Korallenkalkbruchstücken besteht. Die rothe Färbung ist auch sehr vielen dortigen Korallenkalken gemeinsam. Auch würde das plötzliche und vollkommen isolirte Auftreten des rothen Kalkconglomerates mitten im devonischen Gebiete, am Fusse des Klosterberges Karczuwka bei Kielce, weit entfernt von jeglichem triassischen oder permischen Gestein bei einer anderen Auffassung ganz unbegreiflich, während die Auffassung desselben als einer dem Korallenkalke, aus welchem der Berg Karczuwka besteht, gleichzeitiger devonischen Bildung die Sache vollkommen genügend erklärt.

Bei vollkommenem Mangel an Versteinerungen ist es nicht zu entscheiden, ob diese Conglomerate noch zum mittleren oder wenigstens zum Theil zum oberen Devon gehören. Auffallend ist es, dass im synclinalen Thale nördlich von Chenciny bisher keine Aequivalente der bei Kielce entwickelten dunklen Kalksteinen mit *Rhynchonella cuboides* bekannt geworden sind und nur an einer einzigen Stelle, nördlich vom Dorfe Kowala, also anscheinend im Hangenden der Conglomerate,

die oberste Stufe des Kielcer Devons, die Posidonienschiefer nach einer mündlichen Mittheilung des Herrn Markscheiders Kondaki in einem Versuchsschacht angetroffen worden sind. Vielleicht bilden die Conglomerate ein Aequivalent der oberdevonischen Korallenkalksteine von Kielce, welche von den Posidonienschiefern unmittelbar bedeckt werden.

Die rothen Kalkbreccien, welche seit langer Zeit als Marmor (Zygmuntowska skala) Verwendung finden, sind an zahlreichen Punkten längs dem nördlichen Fusse des Chenciner Riffes entblösst, es sind dies Galenzice, Chenciny, Dobrzonczka, Zgursko, Wola Murowana, Kowala, Bilcza, Brzeziny; nördlich von Kielce, bei Zaleskowa, am Fusse des oberdevonischen Kalksteinzuges von Kostomłoty und am Klosterberge Karczówka bei Kielce.

Folgende Versteinerungen sind bisher im mitteldevonischen Korallenkalke, hauptsächlich in der Gegend von Kielce gefunden worden (Pusch, Römer, Trejdosiewicz, Michalski und Gürich):

Alveolites suborbicularis Lam., Atrypa reticularis Dalm., A. aspera Dalm., Favosites cervicornis, F. filiformis F. Roem., Cyathophyllum boloniense Edw. und *H., C. caespitosum Gf., C. ceratites Gf., C. fasciculare Gf., C hexagonum Gf., C turbinatum Gf., Heliolithes porosa, Macrochileus sp., Phacops latifrons Burm., Pleurotomaria Ullmanni Pusch., Pl. cirrhiformis Pusch., Rhodocrinus verus Gf., Spirifer subcuspidatus Schnur., Sp. glaber Sow., Spirigera concentrica Davids., Stringocephalus Burtini Defr., Stromatopora polymorpha Gf., Strophomena deltoidea Murch, St. euglypha Dalm., St. interstrialis.* Viel versteinerungsreicher sind die von Zeuschner beschriebenen Kalksteine nördlich von Bodzentyn bei Swientomarz, Skały und Sitki.

Oberdevonische Gebilde sind durch verschiedenartige, meist bituminöse Kalksteine und Kalkschiefer vertreten, welche möglicherweise nur verschiedene Facies derselben Etage darstellen, denn es kommt im Korallenkalk von Kielce die für die unterste Etage des Oberdevons charakteristische *Rhynchonella cuboides* vor, während in dem anscheinend obersten Gliede des Kielcer Devons — im Posidonienschiefer neben Clymenien und Goniatiten das dieselbe Etage Frasnien bezeichnende Leitfossil — die *Cardiola retrostriata* häufig ist. Eine eigenthümliche Varietät der oberdevonischen Kalksteine bildet das Gestein von Kostomłoty, welches aus schwarzen Knollen eines harten Kalksteines und einer etwas weicheren, mergeligen Zwischenmasse besteht; das Gestein nimmt einen guten Schliff an und findet vielfache Verwendung zu Grabdenkmälern, Kirchenportalen etc. Zuweilen treten zu der schwarzen Hauptmasse weisse Calcitadern oder grüne, durch Malachit gefärbte Adern und Flecken. Diese Calcitadern stellen eine für den Kielcer Marmor sehr ungünstige Eigenschaft dar, denn gerade die schönsten buntgefleckten Varietäten sind wegen dieser Calcitadern recht brüchig und vertragen schwierig einen weiteren Transport. Dasselbe gilt vom rothen Conglomerate, welchen weisse Calcitadern ebenfalls in verschiedenen Richtungen, häufig quer durch auseinandergerissene Partien zerbrochener Korallenkalkgerölle in gleicher Weise durchsetzen.

Oberdevonische Kalksteine sind bisher mit Sicherheit in folgenden Punkten des Kielcer Gebirges nachgewiesen worden:

Der schmale Rücken zwischen Kostomłoty und Zaleskowa, nördlich von Kielce; bei Szydłuwek, nordöstlich von Kielce; der Kalksteinzug zwischen Kielce und Mojcza, zu welchem der Hügel Kadzielnia góra (Kanzelberg bei Römer) gehört; der schwarze Kalkstein bei Gurno, zwischen Kielce und Łagow; der Kalkschiefer zwischen den Dörfern Lechow und Lechuwek bei Lagów und in der Stadt Łagów selbst. Es sind in denselben bisher folgende organische Reste gefunden worden:

Anoplotheca amphitoma Buch, *Atrypa explanata Schl.*, *A. desquamata Sow.*, *Aricula Wurmii? Röm.*, *Bronteus flabellifer*, *Cardiola retrostriata*, *Cyathophyllum hexagonum Gf.*, *C. turbinatum Gf.*, *C. caespitosum*, *Cypridina serrato-striata*, *Cyrtoceras sp.*, *Discina discoidea*, *Fenestella sp.*, *Gomphoceras Kielcense Pusch.*, *Goniatites retrorsus Buch.*, *Clymenia cf. speciosa*, *Lingula anatinaeformis Pusch*, *L. paralelloides Gein.*, *Loxonema sp. (Melania Kielcensis Pusch.)*, *Orthis striatula Kon.*, *Pentamerus brevirostris Gein.*, *P. galeatus Dalm.*, *P. globus Bronn.*, *Phacops cryptophthalmus Emmr.*, *Posidonomya venusta Münst.*, *Productus subaculeatus Murch.*, *Rhynchonella primipilaris Roem.*, *Rh. acuminata Morris*, *Rh. cuboides Sow.*, *Rh. (camarophoria?) polonica Roem.*, *Spirifer punctatus Zeuschn.*, *Sp. inflatus Schnur*, *Sp. Verneuilli Murch.*, *Sp. bifidus Roem.*, *Sp. simplex Phill.*, *Sp. curvatus Buch.*, *Stromatopora polymorpha Gf.*, *Strophalosia productoides Murch.*, *Strophomena euglypha Dalm.*, *Str. interstrialis Phill.*, *Terebratula planitiata Pusch*, *Ter. subcurvata? Münst.* Schliesslich habe ich noch im Posidonienschiefer von Łagów eine zierliche kleine *Grammysia*-Art gefunden, welche in der allgemeinen Form der *Grammysia hamiltonensis var.*, wie dieselbe von F. Römer in der Zeitschr. d. d. g. G., 1865, Taf. XVII, Fig. 2, abgebildet ist, Aehnlichkeit zeigt. Die Art ist wahrscheinlich neu, da mir Grammysien aus dem oberen Devon unbekannt sind.

Die permische Formation ist nur, wie schon erwähnt, an einem vereinzelten Punkte, $^1/_2$ Kilometer östlich vom Dorfe Kajetanów, zwischen zwei devonischen Quarzitbergen (Krzemionka und Wisniawka) eingeschaltet, sie erfüllt wahrscheinlich eine kleine Bucht und ist durch die erwähnten Quarzitberge von NO. und SW. und vom Korallenkalkhügel von Zagnańsk im N. vor einer Erosion durch die Wellen des triassischen Meeres geschützt worden, welche sonst alle übrigen Spuren der Dyas im Kielcer Gebirge zerstört haben.

Die Ausdehnung der jüngeren Formation ist von mir oben im Allgemeinen gegeben worden, für die specielle Charakteristik derselben verweise ich auf das Pusch'sche Werk und die bezüglichen Arbeiten von Zeuschner und Römer, welchen wir die meisten Kenntnisse über den polnischen Trias und Jura verdanken.

Kreidemergel und tertiäre Gebilde finden wir erst südlich bei der bekannten Fundstelle tertiärer Fossilien, Korytnica an der Nida.

Das Diluvium besteht in dem ganzen Gebiet aus diluvialem Flugsand, welcher meiner Ansicht nach ein Aequivalent des im östlichen Theile des Terrains entwickelten Löss bildet. In der That finden allmälige Uebergänge von Sand in Löss, und wo nur ausser diesen Gebilden die diluviale Grundmoräne mit nordischen Geschieben auftritt, ist dieselbe stets, sowohl von Löss als von Flugsand bedeckt. Directe

Uebergänge zwischen Löss und Sand kann man in der Umgegend von Łagów studiren. Sehr belehrend ist aber derselbe nördlich von Kielce, woselbst eine kleine Partie von sandigem Löss zwischen den Dörfern Masłow, Bardze, Klonów, Ciekoty, Benczkow, Krajno, Monchocice und Dombrowa auftritt und beinahe an jeder Stelle Uebergänge in groben und feinen Sand erkennen lässt. Anscheinend hat die daselbst anstehende Grauwacke das feine Material zu dieser ganz localen Lössbildung geliefert. Der Löss erfüllt hier das breite Thal zwischen den triassischen Bergen von Klonów und den westlichen Ausläufern des Łysa góra-Rückens, allein er überschreitet diesen Zug und ist sowohl auf dessen Rücken, als auf seinem südlichen Abhange verbreitet. Diese Bildung reicht östlich bis zum Dorfe Bieliny und ist durch die kleine Partie von Trzcianka und Słupia Nowa mit dem schmalen Lösszuge verbunden, welcher sich dem nördlichen Fusse des Swienty Krzyž-Gebirges anlehnt, die diluviale Grundmoräne bedeckend.

Ueber das Krakauer Devon.

Von Dr. **Stanislaus Zaręczny**, Gymnasiallehrer in Krakau.

Die vorliegende Abhandlung ist das Resultat einer in den Jahren 1885—1887 unternommenen und ausgeführten Einzeichnung der Grenzen des devonischen Terrains in die geologische Oberflächenkarte des Krakauer Gebietes, an welcher ich bereits mehrere Jahre gearbeitet hatte, und welche damit ihrer Vollendung zugeführt werden sollte. Im Jahre 1885 glaubte ich mit dem mir damals noch fehlenden, zwischen den Thälern von Czerna und Szklary liegenden Streifen in wenigen Wochen fertig werden zu können, da ich bei der fast vollständigen Uebereinstimmung der bisherigen geologischen Karten nur hoffen durfte, in der vielbereisten und von ausgezeichneten Geologen mehrfach untersuchten Gegend das Bekannte sich selbst im Einzelnen bestätigen zu sehen. Gegen mein Erwarten ergaben sich zwischen den bisherigen Angaben und meinen eigenen Resultaten weitgehende Differenzen, durch welche der Abschluss der Arbeit sehr gegen meinen Willen verzögert wurde.

Am wenigsten fördernd gestaltete sich das Unternehmen auf dem zwischen Czerna und Dubie gelegenen Bergrücken. Nachdem im Spätherbste 1885 eine Untersuchung der devonischen Formation, von dem Dembniker Marmor aus, zu keinem nennenswerthen Erfolge geführt hatte, beschloss ich das mit Rücksicht auf die devonische Formation zu untersuchende Areale dadurch einzuengen, dass ich in allen benachbarten Thälern den Kohlenkalk ausschied, dessen genauere Bekanntschaft ich mir bereits früherhin erworben hatte.

Die Sache hatte ihre Schwierigkeiten. Die Lage der durch die vortrefflichen Untersuchungen Römer's entdeckten Localitäten, an welchen er seine Versteinerungen gesammelt hatte, war ganz in Vergessenheit gerathen; Prof. v. Alth konnte bereits im Jahre 1872 den Römer'schen „Wasserriss“, aus welchem die meisten der von Römer angegebenen devonischen Versteinerungen stammten, nicht wieder auffinden [1]; ja selbst der berühmte Steinbruch an der Grenze, aus welchem Römer die vielen interessanten und wohlerhaltenen Kohlen-

[1]) Berichte der Krakauer physiogr. Commission. Bd. VI, pag. 89, 90.

kalkversteinerungen erhalten hatte, war verschollen und nach Prof. v. Alth's und Dr. Olszewski's Untersuchungen [1]) absolut unauffindbar.

Es sei mir gestattet, bereits an dieser Stelle zu bemerken, dass der Bergkalk auf den bisherigen geologischen Karten des Krakauer Gebietes an vielen Stellen unrichtig eingezeichnet erscheint, auch Vieles enthält, was zum Kohlenkalke nicht gehört, so unter Anderem Devon, triassischen Röth und Wellenkalk (die Trias in einer Länge von fünf Kilometern), an einer Stelle auch oberjurassische Felsenkalke (etwa 1 Kilometer), während andererseits echte Kohlenkalke entweder gar nicht, oder unter fremdem Namen (als Karniowicer Kalk) eingezeichnet erscheinen.

Indem ich mir die betreffenden Details für die nächste, eine Abhandlung über den Krakauer Kohlenkalk enthaltende Arbeit vorbehalte, bemerke ich nur, dass gerade dieses Gestein an vielen Stellen reich an Versteinerungen und an keinem mir bekannten Aufschlusspunkte absolut versteinerungsleer ist, und dass auch die obigen Angaben nicht auf petrographischen Aehnlichkeiten, sondern auf paläontologischen Grundlagen beruhen.

Die Ausscheidung der an das Devon angrenzenden Kohlenkalkpartien erwies sich übrigens als eine sehr lohnende Aufgabe. Denn nur diesem Umstande ist es zu verdanken, dass nicht nur alle von Römer angegebenen versteinerungsreichen Localitäten wieder aufgefunden werden konnten, sondern auch jene Stellen intensiver in Angriff genommen wurden, von welchen Hohenegger seine reichhaltige, wenn auch möglicher Weise nicht ganz richtig bestimmte Sammlung hatte (vergl. Römer, Geol. v. Oberschl., pag. 60, Anm.). Während es einerseits gelang, von Westen her die Grenzen des Kohlenkalkes über Czatkowice und Zbik bis hart an den zwischen Dembnik und Siedlec liegenden Kahlenberg vorzuschieben und gerade hier bisher nicht näher bekannte, an *Spirifer mosquensis*, *Sp. trigonalis*, *Athyris Royssyi* überreiche, aber auch *Actinoceras pyramidatum*, *Rhynchonella pleurodon*, *Productus Nystianus* . . . enthaltende Schichten zu entdecken, war es auch von Norden her ziemlich leicht, von dem Römer'schen Steinbruche im Racławicer Thale, den Kohlenkalk am linken Ufer des Baches in ununterbrochener Folge bis nach Dubie und von hier aus im Thale von Szklary bis an die politische Grenze zu verfolgen und denselben auch am rechten Ufer der Racławka von Paczółtowice bis an den Łatczany dół, also bis hart vor Dembnik, nachzuweisen.

So war denn das zu untersuchende Terrain genau bezeichnet. Die erhaltenen Resultate sind freilich ihrer Natur nach nicht erschöpfend, denn es handelte sich bei der Arbeit eigentlich nur um die Feststellung der Grenzen des Devons für die Oberflächenkarte. Möge das Gute, das die Arbeit enthält, wenn es auch Stückwerk ist, eine wohlwollende Aufnahme finden.

---

[1]) Ibidem. Bd. VI, pag. 93 und Bd. XII, pag. 262. Prof. v. Alth suchte ihn freilich dort, wo er nicht zu finden war, nämlich im östlichen Gorenicer-Thale, während ihn Römer ganz richtig in Paczósłowice (im Racławicer Thale) angibt. Das Missverständniss entstand wohl aus der ungenauen Stylisirung des nächstfolgenden Abschnittes über das „östlicher gelegene" Thal von Rudawa und seine Verzweigungen . . (vergl. Römer's Geologie v. Oberschlesien, pag. 60.)

Ausdehnung des devonischen Terrains und dessen Verhältnisse zu den übrigen Formationen der Gegend.

Ich glaube in dem Folgenden mich einer jeden, die bisherige Literatur des Gegenstandes betreffenden Bemerkung enthalten zu dürfen; mit Ausnahme der beiden Römer'schen Arbeiten [1], deren Angaben ich vollinhaltlich bestätigt fand, enthielten die übrigen mir bekannten Beschreibungen wenig: der darin mit Selbstaufopferung festgehaltene Standpunkt fand in dem Satze seinen richtigen Ausdruck, dass mit der durch Prof. v. Alth in seiner Uebersicht der Geologie Westgaliziens gelieferten Registrirung der Römer'schen Angaben das Krakauer Devon „bereits hinreichend beschrieben sei" (Berichte der physiogr. Com. 1878, Bd. XII. pag. 260).

Der ganze, zwischen dem Quellenthale über Zbik und dem grossen Racławicer Thale liegende Bergrücken wird, mit Ausnahme eines niedrig gelegenen Streifens am Ufer der Racławka, von devonischem Gesteine gebildet. Da die Schichten im Allgemeinen über Dembnik nach Nordwesten und Norden, über Dubie nach Osten, über Siedlec nach Süden und Südwesten, über dem Zbiker Quellenthale nach Westen einfallen, so dürfte die Gestalt dieser Ablagerungen einem in der Łysa góra seinen Höhepunkt erreichenden, sattelförmigen Ellipsoide gleichen, dessen längere Axe von Nordwest nach Südost gerichtet ist. Im Grossen und Ganzen lassen sich darin dreierlei heterogene Bestandtheile unterscheiden. Nördlich von Dembnik liegen dünngeschichtete, zum Theil fast schieferige Mergelkalke, welche sich durch ihre Versteinerungen als zum Oberdevon gehörig erweisen: in Dembnik selbst, sowie auf der Westseite des Kahlenberges und über Siedlec sind es meist dichte bituminöse schwarze Marmore und dunkelrothe und bunte Thone, welche der oberen Abtheilung des Mitteldevons angehören, während der ganze östliche Flügel vorwaltend aus dunkelfarbigen Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen besteht, welche eine bedeutende Mächtigkeit erreichen und im Zbrza-Thale vortrefflich aufgeschlossen sind. Es drängt sich die Vermuthung von selbst auf, dass dieselben der Hauptmasse des Eifeler Kalkes entsprechen dürften: leider fehlen bisher die paläontologischen Beweise.

Das Krakauer Devon wird von drei Seiten, nämlich von Osten, Norden und Westen, erwiesenermassen vom Kohlenkalk überlagert; im Süden verschwindet es an dem steilen Abhange in und über Siedlec unter einer Decke von jurassischen, dem Dogger und Malm angehörigen Bildungen.

Der Bergkalk nimmt merkwürdiger Weise sowohl im Thale über Zbik, als auch im Racławicer Thale ein viel tieferes Niveau ein: die unmittelbare Decke des Devons auf dem Bergrücken bildet eine vielfach zerstörte Ablagerung eines ausnahmsweise harten, meist aber mürben und bröckligen, grob und ungleich körnigen Sandsteins, welcher der unteren Hälfte des Krakauer braunen Jura angehört und meist unmittelbar von diluvialem Lehm und nur nordwärts bei Paczołtowice

[1]) Die Altersbestimmung des schwarzen Marmors von Dembnik im Gebiete von Krakau (Zeitschr. d. d. geol. Ges. in Berlin. 1863, Bd. XV, 4. Heft, Nr. 4) und Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870, pag. 36—38.

von eigentlichen Baliner Oolithen, von rothen, den untersten Schichten des weissen Jura angehörigen Kalken mit *Cnemidium rimulosum*, *Siphonia radiata, Scyphia milleporata*, *Waldheimia impressa* u. s. w., sowie von weissen Plattenkalken überlagert wird. Ein Vorhandensein des weissen Jura an anderen Stellen des devonischen Areales möchte ich aber doch nicht so ganz in Abrede stellen, da sich z. B. etwas nördlich von dem Steinbruche der Italiener ganz unzweifelhafte Reste desselben über den dortigen Dogger vorfinden.

Der ganze devonische Sattel ist durch seine Wasserarmuth ausgezeichnet. Im Bereiche von etwa 15 Quadratkilometern kenne ich daselbst kein fliessendes Wasser und nur eine Quelle, die Zbrza, von welcher die Bewohner von Dembnik ihren Wasserbedarf beziehen; und auch diese verschwindet bald wieder im Geklüfte.

Die im Krakauer Devon vorhandenen Aufschlüsse bilden einen nur im Nordwesten etwas unterbrochenen Kranz von natürlichen und künstlichen Entblössungen, von welchen bisher nur die in Dembnik selbst vorhandenen näher untersucht und beschrieben wurden; ich habe auch die übrigen Localitäten in meine Untersuchungen einbezogen; doch macht auch die vorliegende Arbeit auf Vollständigkeit keinen Anspruch und ist eher geeignet, von dem gewonnenen neuen Standpunkte aus eine intensivere Forschung auf diesem Gebiete anzubahnen. Aus diesem Grunde habe ich es vorgezogen, die erhaltenen Resultate nicht hypothetisch zu ergänzen und zu verallgemeinern, sondern dieselben, so wie sie sind, in dem engsten Rahmen localer Beschreibung wiederzugeben.[1])

I. Die Siwa góra.

Unternimmt man den Ausflug nach Dembnik von Krzeszowice aus, wie gewöhnlich, über Czatkowice oder Czerna, so betritt man das Dorf Dembnik von der Westseite und hat, etwa anderthalbhundert Schritte hinter dem runden Wassertümpel rechts am Walde, die Siwa góra, einen alten, längst verlassenen und verödeten Steinbruch, vor sich. Der Marmor ist hier schwärzlichgrau, regelmässig und ziemlich dünn geschichtet, die Schichten in ungleicher Zahl zu dickeren Bänken vereinigt, mit 24—26° nach West und Westnordwest h. 5—6 einfallend. Das Gestein ist, insbesondere in dem angehäuften Schutte, stark verwittert und keineswegs arm an Fossilien; doch ist das Bessere davon von den Hirtenknaben der Ortschaft längst aufgesammelt und an fremde Besucher verkauft worden. In der aus dem Grunde des

[1]) Citirte Werke: A. Alth, Uebersicht der Geologie Westgaliziens. I. (Ber. d. Krak. phys. Com. VI. 1872.) — Th. Davidson, A Monogr of the brit. f. Brachiopoda. Part. V und VI. (The carboniferous and devonian Brachiopoda.) Hohenegger-Fallaux, Geogn. Karte d. ehem. Gebietes v. Krakau. 1865. — E. Kayser, Studien aus dem Gebiete d. rhein. Devon; und Brachiopoden des Mittel- und Oberdevon der Eifel. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XXIII, Berlin 1871.) — G. G. Pusch, Polens Paläontologie. Stuttgart. 1837. — F. A. Quenstedt, Petrefactenkunde Deutschlands. II. Brachiopoden. Leipzig 1868. — F. Römer, Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870. — Geogn. Beob. im poln. Mittelgebirge. (Zeitschr. d. d. geol. Ges. XVIII, 1866.) — G. und F. Sandberger, Verst. d. rh. Schichtensyst. in Nassau. Wiesbaden 1850—1856. — J. Schnur, Zus. und Beschr. sämmtl. im Uebergangsgeb. d. Eifel vorkommenden Brachiopoden. (Paläontographica, III, 1854.)

Steinbruches ungefähr in dessen Mitte vortretenden Bank findet sich *Stromatopora polymorpha* mit *Calamopora filiformis Röm.*, letztere zahlreich, mit dem Gewirre ihrer federkieldicken Aeste die Oberfläche des Felsens stellenweise fast ganz bedeckend. Schön erhalten ist sie freilich nie; auch gute Stromatoporen sind nicht häufig, wenigstens nicht in der zusammengedrückten, concentrisch streifigen Form, aus welcher ich meine Dünnschliffe hergestellt habe. Häufig dagegen sind grössere, gerundete, zuweilen ganz unförmliche, im Inneren ebenfalls concentrisch streifige oder gebänderte Knollen; ob sie zu *Alveolites suborbicularis* gehören, vermag ich nicht zu sagen, da in ihren Dünnschliffen von der feineren Structur nichts zu sehen ist. Manche widerstehen in Folge kieseliger Einschlüsse der Säge, sind auch sonst in grösseren Stücken schwer zu schleifen.

Rugose Korallen kommen in der Siwa góra vor, werden jedoch an der Oberfläche des Felsens nur bei sehr vorgeschrittener Verwitterung bemerklich. Ich erinnere mich, in früheren Jahren an dieser Stelle Einzelkorallen von der Gestalt des *Cyathophyllum ceratites* für Herrn Prof. Alth gesammelt zu haben; leider wurden sie damals nicht bestimmt und das, was ich von Rugosen jetzt noch fand, beschränkt sich auf ein einzelnes, schönes, aber kaum zwei Centimeter langes Bruchstück von *Cyathophyllum caespitosum*.

Ausser Korallen und Krinoiden, deren Stielglieder auch hier nicht fehlen, ohne zu den gewöhnlichen Vorkommnissen zu gehören, findet man in der Siwa góra wenig. Bemerkenswerth ist das Vorkommen einer kleinen Pleurotomarie von 6—10 Millimeter im Durchmesser, mit fünf Umgängen, mit etwa sechs Längsrippen über und zahlreichen feineren unter dem Schlitzband, welches zwischen zwei gröberen, vorstehenden, einen Längskiel bildenden Rippen liegt. In ihrem Aussehen ist diese Pleurotomarie trotz ihrer geringen Grösse und der fehlenden Querstreifung mit *Pl. subclathrata Sandb.* vergleichbar; da jedoch eine Identificirung ausgeschlossen erscheint, habe ich ihr einstweilen den Namen *Pl. dembnicensis n. f.* gegeben.

Die Schnecke scheint hier und in der Czarna góra nicht selten zu sein. Ich bemerkte sie zuerst über dem Steinbruche rechts in mehreren Exemplaren beim Einsammeln von lebenden Clausilien, zwischen Moos versteckt und fast ganz frei herausgewittert auf der Oberfläche des anstehenden Felsens. Später erhielt ich von dem Steinhauer und Marmorarbeiter Andreas Maciejowski ein Stück von nicht viel über Handgrösse, auf dessen Oberfläche die Ueberreste von mindestens sechzig Exemplaren dieser Art dicht nebeneinander liegen.

II. Die Czarna góra.

Im Dorfe selbst, hart am Wege, der Siwa góra gegenüber, liegen zwei kleine Gruben in einem dickgeschichteten, dunkel schwarzgrauen, nach dem Anschleifen fast blauschwarzen Marmor, welcher mit 20—24° nach Nordwest h. 4—5 einfällt und zu Gedenktafeln für den israelitischen Friedhof in Chrzanow verarbeitet wird. Die Localität ist in Dembnik unter dem Namen Czarna góra bekannt, heisst auch wohl, von ihrem Eigenthümer, Cekierowa góra. Das Gestein ist ein stark bituminöser, von

weissen Kalkspathadern spärlich durchzogener, hier und da winzige eingesprengte Hexaeder von Schwefelkies enthaltender Korallenkalk. Die Korallen sind in den besser erhaltenen Stücken sehr verlängert, kreiselförmig oder fast walzig, eigentlich schlauchförmig, mit lateraler Knospung, gebogen, hin und her gewunden, an ihrer Oberfläche grobrippig und quergestreift. Im Inneren des Marmors sieht man von ihnen wenig oder gar nichts; auf den verwitterten Schicht- und Kluftflächen erscheinen sie meist in der Gestalt von sehr unschönen röthlichgelben warzenförmigen Gebilden, welche der Länge nach grob gerippt, bei vorgeschrittener Verwitterung ungerippt, dagegen gleichsam aus etwas unregelmässig übereinander geschichteten Scheiben aufgebaut erscheinen und in letzterem Falle bei oberflächlicher Betrachtung eher an stark verwitterte und abgeriebene Krinoidenstiele erinnern. Schleift man eine solche Warze mit einem Theile des angrenzenden Gesteines, so überzeugt man sich bald, dass sich die Riefen zwischen den Rippen der Warze an der Stelle der neunzehn, wenig in den Kelch hineinragenden Sternlamellen befinden, diese selbst aber sammt der Exothek fehlen, während die Quertheilung der Kerne durch die grossen flachen Böden hervorgebracht wird. Ich glaube die Mehrzahl dieser Korallen zu *Amplexus tortuosus* stellen zu können; doch gestatten, mit Ausnahme eines einzigen wohlerhaltenen Exemplares von etwas über 5 Centimeter Länge, alle übrigen Bruchstücke keine ganz sichere Bestimmung und ich erwähne ihrer hier nur, weil ein grosser Theil des Gesteines der Czarna góra, besonders die variolitisch graufleckigen Stücke, aus Stromatoporen, aus diesen Amplexen und aus den dünnen ästigen Stämmchen der *Calamopora reticulata* zu bestehen scheint.

Zwischen den Korallen finden sich hier einzelne recht schön herausgewitterte stielrunde glatte Krinoidenstielglieder, mit gerundet fünfeckigem Nahrungscanale und etwa 16—18 groben Radialrippen auf den Gelenkflächen; ausserdem nicht gar selten ein Makrocheilus, wahrscheinlich arculatus, auch ein grosser, leider näher nicht bestimmbarer Euomphalus, sowie kleine Pleurotomarien von der Form der *Pl. dembnicensis.* Dagegen gehören Brachiopoden zu den grössten Seltenheiten; die wenigen Spuren, die ich davon gesehen habe, gestatten nur die Bemerkung, dass weder Stringocephalus, noch Uncites sich darunter befanden.

III. Der Lochmarmor.

Eigenthümlich ist ein an der Grenze des schwarzen Marmors untergeordnet auftretendes, am Fusse der „Wyspa“ und im Dorfe selbst in tiefen Gruben aufgedecktes Lager eines trübgrünlich grauen splitterigen Kalksteines, welcher unregelmässig vertheilte gelbliche und hellgraue krystallinische, neben vorwaltenden schwärzlichen dichten Partien in rasch wechselnder Folge enthält, und wegen seines ungewöhnlichen Aussehens mit Vorliebe zu allerlei kleinen Sachen, besonders zu runden und elliptischen Aschenbehältern, sowie zu Briefbeschwerern verarbeitet wird.

Das Gestein ist in Dembnik unter dem Namen „Marmur lochowy“ bekannt und enthält zahlreiche, aber meist sehr unansehnliche Ver-

steinerungen. In der grünlichgrauen Masse scheint ein kleiner Spirifere von 2—12 Millimeter Breite besonders häufig zu sein, welcher äusserlich zu Quenstedt's *Sp. cfr. hians* (pag. 517, Taf. 54, Fig. 14) stimmt, und welchen ich für die Jugendform von *Sp. curvatus* halten möchte. Ich habe ihn mehrmals der Länge und der Quere nach angeschliffen, da ich in den grösseren, mit dem Gesteine untrennbar verwachsenen Stücken kleine Exemplare von *Stringocephalus Burtini* vermuthete. Das Innere war stets mit dichtem oder feinkörnigem Kalkstein erfüllt; in zwei Schliffen fand ich wohl Reste von Spiralen, nie aber auch nur eine Spur des für Stringocephalus charakteristischen Gerüstes. Besser erhaltene Exemplare, welche ich später vollständig aus dem Gesteine herausschälte, bewiesen wenigstens die Zugehörigkeit zur Gattung Spirifer, wenn auch die Artbestimmung bei diesen Liliputanern nicht über allem Zweifel erhaben sein kann.

Die knolligen schwarzen Einschlüsse des Lochmarmors enthalten Stromatoporen und Korallen; *Stromatopora polymorpha* zeigt in Dünnschliffen deutlich die bekannte mikroskopische Structur, die Korallen sind ebenfalls meist sehr wohl erhalten. Die Form der auch äusserlich kenntlichen Stücke ist theils kurz schief kreiselförmig, theils auch mehr oder weniger walzig oder schlauchförmig; die ersteren erweisen sich im Schliffe als Cyathophyllen, haben eine meist stark entwickelte kleinblasige Exothek, deutliche Sternlamellen und genäherte, meist geneigte, seitlich von schiefen Blasen begrenzte Böden; in den subcylindrischen Amplexen dagegen findet man die Exothek grösser blasig, die Sternlamellen wenig zahlreich (etwa 20), die Böden etwas unregelmässig, aber durch die ganze Leibeshöhle hindurchgehend, ihre Zwischenräume mit kleinblasigem endothekalem Gewebe erfüllt. Die wenigen aus dem Lochmarmor mir vorliegenden Stücke mögen wohl sämmtlich, wie die von der Czarna góra, zu *Ampl. tortuosus Phill.* gehören; bei der Spärlichkeit des Materiales und weil es meist nur Bruchstücke sind, wage ich aber weder bei ihnen, noch bei den verschiedenen Cyathophyllen, eine bestimmte Artangabe. Cystiphyllen habe ich trotz eifrigen Suchens noch nicht gefunden.

Ausser Korallen kommen auch Fragmente von sehr verschiedenen, meist als Steinkerne erhaltenen Gasteropoden und Abdrücke von kleinen Pterineen vor: auch die Bruchflächen dünner Krinoidenstiele erglänzen hier und da in dem Gesteine. Die Erhaltung aller dieser Versteinerungen des Lochmarmors ist jedoch, mit Ausnahme der Korallen, so elend, dass eine nähere Bestimmung bis auf Weiteres unterbleiben muss. Ich verzichte darauf umsomehr, als die fernere specielle Erforschung dieses leider nur schwer zugänglichen Gesteines, welche durch den Artenreichthum seiner Fauna geboten erscheint, längere Zeit in Anspruch nehmen dürfte, über welche ich derzeit nicht verfüge.

Der Lochmarmor übergeht nach oben in den gewöhnlichen dichten Dembniker Marmor; aus seinem Liegenden erhielt ich einen schwarzgrauen, allerseits von trübgrünen Adern durchzogenen dichten Kalkstein, in welchem ich durchaus keine Versteinerungen, nicht einmal Spuren von Korallen, zu entdecken vermochte.

IV. Der grosse Karmeliter-Steinbruch.

Der in dem grossen, sogenannten „Karmeliter“-Steinbruche in Bänken von sehr verschiedener Mächtigkeit anstehende dichte schwarze und dunkel schwarzgraue, bituminöse, eigentliche Dembniker Marmor, dessen Schichten meist mit 24° nach NW. h. 4 geneigt sind, scheint an Versteinerungen überaus arm zu sein und man findet jetzt auf den nur sehr langsam und unvollkommen verwitternden Stücken, welche am Eingange beiderseits in überaus grosser Menge angehäuft sind, in den seltensten Fällen bestimmbare Exemplare, meist nur *Atrypa reticularis*, Krinoiden und schlechte Korallen.[1]) Es ist aber diese Armuth an Fossilien deswegen sehr unangenehm, weil man hier noch am ehesten Aussicht hätte, *Stringocephalus Burtini* anzutreffen, während die angrenzenden Schichten des tumidalskischen Steinbruches bereits *Sp. disjunctus* und *Productus subaculeatus* enthalten, und ein Vorkommen von Stringocephalus, Uncites u. s. w. in denselben kaum mehr zu erwarten ist.

In dem oberen Theile des Steinbruches liegt hier, sowie auch etwas weiter gegen den tumidalskischen Steinbruch, unter den braunrothen Thonen, eine wenige Zoll dicke, an den meisten Stellen verwitterte und grösstentheils zerstörte Lage eines dichten, schwarzen oder schwärzlichgrauen, stark bituminösen Kalksteines, auf dessen grünlich- oder röthlichgrauer, sehr unebener, oft wie zerhackter Oberfläche *Atrypa reticularis*, und ausnahmsweise auch Calamoporen dicht zusammengedrängt liegen. Leider scheint auch diese Schichte trotz ihres Individuenreichthums arm an Arten zu sein. Ausser etwa anderthalbhundert Exemplaren von *Atrypa reticularis* in zahlreichen Formen und verschiedenen Grössen und ausser den erwähnten Calamoporen besitze ich aus ihr nur noch schlechte Spiriferenreste, welche von den weiter unten aus dem Spiriferenkalke angegebenen nicht verschieden sein dürften, und unter welchen sich schon ein, freilich nicht besonders gut erhaltenes Stück von *Sp. Verneuili* findet.

V. Die Tumidalski'schen Scheuern.

Hart am Wege nach Paczółtowice liegt am Nordrande von Dembnik der letzte kleine, aber sehr wichtige und interessante Steinbruch, aus welchem das zur Ausbesserung des Fahrweges dienende Gestein bis weit in das Dorf zurück verschleppt wird. Ein grösserer Haufen davon liegt unter den Tumidalski'schen Scheuern, und aus diesem stammen meine ersten Exemplare der beiden weiter unten angegebenen Spiriferen, welche zu einer richtigeren Würdigung des Krakauer Devons die Veranlassung gaben.

Das Gestein ist ein spröder, harter, sehr feinkörniger, fast dichter, bituminöser, fast pechschwarzer Kalkstein, welcher äusserlich (in Hand-

---

[1]) Ausserdem fand ich hier noch einen grossen, aber unbestimmbaren Euomphalus (Steinkern) und ein schlechtes zweifelhaftes Stück von *Streptorhynchus umbraculum*. Bezüglich der Provenienz dessen, was man in Dembnik als von hier stammend erhält, vergleiche die Anmerkung am Schlusse der Beschreibung des Römischen Wasserrisses.

stücken) von dem Marmor der Czarna góra oft kaum zu unterscheiden ist. Er bildet fussdicke Bänke mit meist sehr unebener, welliger oder knotiger Oberfläche und mit der gewöhnlichen nordwestlichen Neigung (24° h. 4). Auf den Schichtflächen finden sich hier und da fast unkenntliche Brachiopodenreste, welche meist zu Atrypa zu gehören scheinen. Das bei oberflächlicher Untersuchung trostlos aussehende Gestein birgt in seinem Inneren nicht ganz seltene, stellenweise gehäufte, meist getrennte Schalen mehrerer Spiriferenarten, von denen sich insbesondere *Sp. Verneuili* alsbald verräth. Etwa 50 unzweifelhafte Exemplare, welche ich besitze, und die ich theils selbst sammelte, theils auch von dem Eigenthümer des Steinbruches Tumidalski und von dem Marmorarbeiter Maciejowski ankaufte, beweisen genügend das relativ häufige Vorkommen dieses für die Altersbestimmung unseres Devons höchst wichtigen Fossils. Die Schalen sind mit dem Gesteine sehr innig verwachsen, und es ist mir vorgekommen, dass ich einen grossen Marmorblock in kleine Stücke zerschlug, ohne von dem Vorhandensein der in ihm zahlreich enthaltenen Spiriferen eine Ahnung zu gewinnen, bis ein glücklicher Schlag ihrer mehrere auf einmal an das Tageslicht förderte.

Die Art erscheint hier in zwei Formen; gewöhnlicher ist die weniger aufgeblähte spitzflügelige Form mit, bis in die Spitze des Schnabels ausgeprägtem tiefen Sinus und stark vortretendem Wulst, welche mit Quenstedt's Fig. 50 auf Taf. LIII, mit Davidson's *Spirifera disjuncta VI. 1.* Taf. V, Fig. 7 und 10, sowie mit Sandberger's *Sp. calcaratus* auf Taf. XXXI, Fig. 10—11, übereinstimmt; viel seltener ist die aufgeblähte gerundete Form mit weniger markirtem Sinus und Wulst, bei welcher auch die vielen über die ganze Oberfläche gleichmässig vertheilten Rippen etwas abgerundet und wie abgerieben erscheinen, was übrigens mehr von der Erhaltungsweise als von der Beschaffenheit der Schalenoberfläche herrühren mag.

Von beiden Varietäten besitze ich ausser wenigen mit beiden Schalen versehenen Exemplaren nur mittelgrosse, 3—5 Centimeter breite Stücke einzelner Schalen, an denen die Mitte sich ganz vortrefflich erhalten hat, die Flügelspitzen jedoch meist fehlen.

Mit dem ganz unzweifelhaften *Sp. Verneuili* zusammen, findet man hier aber auch andere Spiriferen, mit glattem Wulst und Sinus, aus der Reihe des *Sp. speciosus*. Ihre Grösse schwankt zwischen 15 und 40 Millimeter, ihre Gestalt ist abgerundet dreieckig, mässig gewölbt, mehr oder minder spitzflügelig, mit etwas ausgeschweiften Ecken und mit je 9—13 starken, gerundeten, aber scharf ausgeprägten Längsrippen auf jedem der beiden Flügel. Die Rippen werden nach den Seiten nur ganz allmälig schwächer, sind auch ziemlich gleichweit von einander entfernt, während der stark abgeplattete und meist mit einer seichten medianen Depression versehene Wulst etwa die Breite der drei ihm zunächst stehenden Rippen einnimmt. Auf der selten unversehrt erhaltenen Oberfläche der Schale sieht man nebst der regelmässigen concentrischen Anwachsstreifung auch eine feine Körnelung, welche von länglichen, auf jedem Streifen reihenweise gestellten Papillen hervorgebracht wird, auch stellenweise in eine feine Längsstreifung der Schale übergeht.

Ich glaube nicht zu irren, wenn ich die meisten dieser Exemplare zu *Spirifer elegans Kayser*, *Spirifer diluvianus Steininger* stelle. Freilich sind die Rippen nicht „scharfe“ Längsfalten, auch die Anwachsstreifen keineswegs „zickzackförmig“; die Papillen auf der Oberfläche erinnern mehr an *Spirifer ostiolatus;* doch kenne ich keine andere Art, welche unseren Spiriferen näher stünde, als eben die langflügelige Form des *Spirifer elegans.* Auch ist mir das Verhältniss der Krakauer Exemplare zu jener Art, welche Pusch (Polens Paläontologie, pag. 27—28, Taf. IV, Fig. 10) als *Spirifer speciosus*, *alatus* und *ostiolatus* beschreibt[1]), und welche Römer 1866 als *Spirifer laevicosta (Sp. ostiolatus)* aus Dombrowa bei Kielce angibt (Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. XVIII, pag. 677), nicht recht klar. Da ich über ein ausgedehntes Vergleichsmateriale nicht verfüge, mir auch Exemplare der in Dombrowa vorkommenden Art nicht zu Gebote stehen, so mag es für jetzt wohl genügen, wenn ich dieselben als *Spirifer cfr. elegans* anführe, ohne die ziemlich dehnbare Synonymie des *Spirifer micropterus* um einen neuen werthlosen Namen zu bereichern.

Etwa vierzig Exemplare dieses Spiriferen liegen mir vor; ausserdem sind aus dem Tumidalski'schen Steinbruche noch 2 Stück Goniatiten, wovon das mit der Schale erhaltene wohl zu *Goniatites retrorsus* gehört, etwa dreizehn Exemplare von *Atrypa squamosa*, vier nicht bestimmbare Stücke von Leptaena, sowie einige Flossenstachelfragmente in meiner Sammlung vorhanden.

VI. Der Römer'sche Wasserriss und der Rokiczany dół.

Geht man von dem höchsten Punkte des Karmeliterbruches über die auf der Weide gelegenen kleinen verschütteten Probegruben hinweg nach N., so bemerkt man bald vor sich zur linken Hand, gegenüber auf der Höhe die Żarnówka, einen mässig grossen Steinbruch in einem harten, hellgrauen, dem braunen Jura angehörigen, zu Mühlrädern für Handmühlen verarbeiteten Sandstein; vor ihm, zur Rechten, eine in das Racławicer Thal hinabgehende trockene Waldschlucht, den Rokiczany dół. Hoch oben auf dem rechten Abhange, noch über dem ersten Gesträuche, liegt in einer ganz unmerklichen Vertiefung der Römer'sche „Wasserriss“. Man findet ihn nicht ganz leicht, so unscheinbar ist er und so wenig bemerklich sind die in ihm vorhandenen, in einer Länge von etwa 40 Schritten ganz wenig entblössten Schichten. Das Gestein ist ein dunkelgrauer, bituminöser, feinkörniger, unter dem Hammer in sehr unerwünschter Weise polyedrisch zerfallender, mergeliger Kalkstein, dessen wenige Zoll dicke Schichten in ihrem gegenwärtigen Zustande eine genaue Messung zwar nicht mehr zulassen, nach Römer (l. c. pag. 711) aber mit 30° gegen N. einfallen. Ich selbst erhielt etwas weiter unten in den schwarzgrauen halbverwitterten Schichten ebenfalls 28—29° N. h. 24.

Im grellsten Gegensatze zu dem, allem Anscheine nach versteinerungsarmen Dembniker Marmor ist der Mergelkalk des Rokiczany

[1]) Der citirten Abbildung ist Nichts zu entnehmen, auch halte ich dieselbe, selbst in den Umrissen, nicht für naturgetreu. Die Beschreibung passt auf manche der heutigen Arten. Die Originalexemplare sind mir nicht zugänglich.

döl, sowohl in dem Römer'schen Wasserrisse, als auch etwas weiter unten in der Thalsohle selbst, mit Versteinerungen geradezu überfüllt. Wegen der leidigen dichten und ganz unregelmässigen Zerklüftung des Gesteines hält es freilich schwer, schöne Exemplare seltener Arten unbeschädigt aus demselben zu erhalten; doch entspricht hier das Resultat stets wenigstens einigermassen der darauf verwendeten Zeit und Arbeit, und ist bei Geduld und Ausdauer eine reichliche Ausbeute für alle Fälle gesichert; dies gilt jedoch nur für die oberen Schichten, während die tiefer gelegenen schwarzen Bänke an Versteinerungsleere selbst den Dembniker Marmor noch zu überbieten scheinen.

Aus den oberen grauen, auf ihren Schicht- und Kluftflächen gelblichen oder bräunlichen Lagen besitze ich folgende Arten:

1. *Terebratula sacculus Martin.* Neun kleine, 7 Millimeter lange, fast ebenso breite und etwas über 3 Millimeter dicke glatte Terebrateln von fast kreisförmigem Umrisse mit sehr wenig vorragendem, schwach gekrümmtem Schnabel, fast gleich gewölbten Schalen und geradem Stirnrande.

2. *Rhynchonella pugnus Mart.* Zwei kleine, aber schön erhaltene Exemplare von $8^1/_2$ Millimeter Länge, 10 Millimeter Breite und 6 Millimeter Höhe, mit sechs scharfen Randfalten auf dem Sattel und je fünf auf den Seiten; die Falten im Sinus mit einer flachen medianen Depression; die Gestalt ist die der *Terebratula pugnoides Schnur* (l. c. Taf. XXIII, Fig. 5).

3. *Rhynchonella acuminata Mart.* Häufig, stets gefaltet, meist in Bruchstücken, doch auch einige fast unversehrte Exemplare, darunter ein Stück von etwa 25 Millimeter Länge, 34 Millimeter Breite und 27 Millimeter Höhe, mit vier ziemlich scharfen, über den ganzen Sattel hinaufgehenden Falten; ein anderes, 25 Millimeter breites Exemplar hat nur drei Falten auf dem Sattel, welche sich jedoch ebenfalls fast über dessen ganze Länge verfolgen lassen.

4. *Camarophoria rhomboidea Phill.* Zwei Exemplare mit zwei Falten im Sattel und einer einzigen im Sinus; das kleinere unvollständige äusserlich mit Schnur's *Terebratula bijugata* (l. c. pag. 178, Taf. XXIII, Fig. 7), das grössere fast vollständige mit Davidson's *Camarophoria globulina var. rhomboidea* (l. c. V, 3, Taf. XXIV, Fig. 11) übereinstimmend. Die Falten sind auch bei dieser Art, im Vergleich mit den Davidson'schen Figuren, stärker ausgeprägt und weiter hinauf sichtbar: auch die drei bis vier flachen Falten auf den Flügeln sind merklicher als wie bei den englischen Exemplaren.

5. *Camarophoria microrhyncha F. Roemer.* Fünf, zwar schadhafte, aber mit Quenstedt's Fig. 49 und 50 auf Taf. XLII übereinstimmende Exemplare; das grösste und schönste Stück hat eine Länge von 15 Millimeter und eine Breite von 20 Millimeter, bei einer Höhe von ungefähr 9 Millimeter.

6. *Camarophoria? polonica Roemer.* Verdrückte, ziemlich grobfaltige grosse Exemplare dieser Art sind in den obersten Schichten häufig. Ob die wohlerhaltenen kleineren, welche sehr ungleich gefaltet sind und bald an *Rhynchonella formosa Schnur.*, bald an junge *Rhynchonella cuboides* erinnern, ebenfalls dazu gehören, ist mindestens zweifelhaft. Bei keinem Stücke habe ich es übrigens vermocht, in der Ventralklappe ein Septum aufzufinden.

7. *Pentamerus galeatus var. multiplicatus Roemer.* Wenige, meist stark verdrückte Exemplare. Das schon durch die Angabe Römer's (l. c. pag. 37) ausser Frage stehende Vorkommen der Art beweist auch ein Stück meiner Sammlung, an welchem ich die sogenannte „Büchse" angeschliffen habe.

8. *Atrypa reticularis L.* Ein einziges, loses, verwittertes, in Bezug auf seine Provenienz nicht ganz sicheres Exemplar.

9. *Atrypa aspera Schloth.* Mit *Productus subaculeatus* und Spiriferen in den im Grunde des Rokiczany jar anstehenden Schichten gemein. Trotz der grossen Häufigkeit sind über 20 Millimeter breite Exemplare selten; die meisten haben einen Durchmesser von 14 bis 18 Millimeter.

10. *Spirifer cfr. elegans Kayser.* Es ist derselbe Spirifer, von welchem bereits oben bei der Beschreibung des Tumidalski'schen Steinbruches die Rede war. Hier wie dort tritt er stets im Vereine mit *Atrypa aspera* und *Sp. Verneuili* auf, nur gehört der letztere im Rokiczany jar zu den Seltenheiten (vier Stück Verneuili auf 75 von *Sp. elegans).* Auch hier sind sie, wenn gut erhalten, bis über 45 Millimeter breit, ziemlich langflügelig, vor den Ecken ausgeschweift, mit abgeplattetem Wulste, mit in der äussersten Spitze des Schnabels entspringendem, beiderseits durch das stark vorspringende mittlere Faltenpaar begrenztem Sinus, und mit je 9—15 sehr stark ausgeprägten, aber gerundeten Falten auf den Flügeln. Die mediane Depression auf dem Sattel ist nicht immer deutlich erhalten. Area lang, ziemlich schmal und fast parallelkantig, hier und da mit Spuren einer feinen Längsstreifung.

11. *Spirifer Verneuili Murch.* Vier Exemplare, schlecht erhalten, davon drei in demselben Handstücke.

12. *Spirifer glaber?* Kleine, nicht über 12 Millimeter breite, glatte Spiriferen von der Gestalt des *Sp. glaber Kayser* (l. c. XXIII, Taf. XII, Fig. 1) mit kurzer Schlosslinie und gerundeten Ecken. Die grössere Klappe viel stärker gewölbt wie die kleine, Sinus lang, aber wenig deutlich, Sattel kaum merklich, Stirnrand fast gerade. Schnabel ziemlich dick, mässig gekrümmt. Area niedrig, dreieckig, mit grosser Stielöffnung, von dem Gesteine nur sehr schwer zu befreien; Area der Dorsalklappe linear. Das beste Exemplar, welches ich angeschliffen habe, zeigt die Spiralen recht wohl erhalten, mit je 7 Umgängen und mit gegen den gerundeten Schlossrand gewendeter Spitze. Oberfläche der Schale mit regelmässigen concentrischen Anwachsstreifen; auf abgeriebenen Stellen ist eine schwache Radialstreifung bemerkbar. Die Zugehörigkeit der Stücke zu der genannten Art des Kohlenkalkes ist mir jedenfalls noch etwas zweifelhaft.

13. *Spirifer pachyrhynchus M. V. K.* Von dem Steinhauer Maciejowski erhielt ich (1886) stark verdrückte Bruchstücke eines grossen glatten Spiriferen, welche ich damals zu *Sp. glaber Mart.* stellte. Ein Jahr darauf bekam ich aber von demselben ein der Schale zwar grösstentheils beraubtes, sonst aber vollständig erhaltenes Exemplar, welches äusserlich sowohl mit jenen Bruchstücken, als auch mit Schnur's *Spirifer euryglossus* (l. c. Taf. XXXVI, Fig. 5) übereinstimmt und daher wohl zu *Sp. pachyrhynchus* gehören dürfte. Seine Länge

beträgt 31, seine Breite 35, seine Dicke 22 Millimeter. Der Umriss der grossen Schale ist gerundet fünfeckig; die Schale ist sehr convex, am Buckel stark aufgebläht, mit einem der ganzen Länge nach sichtbaren, rasch an Breite zunehmenden, in seiner grössten Ausdehnung jedoch nicht über 21 Millimeter breiten, beiderseits durch eine sehr abgerundete Erhebung der Schale begrenzten Sinus, welcher mit einer etwa 10 Millimeter hohen zungenförmigen, an der Spitze gestutzten Verlängerung in die Dorsalschale hineingreift; diese ist fast gerundet rechteckig, mit bogigen Seiten und mit einem erst von der Schalenmitte sichtbaren, der Länge nach etwas abgeplatteten, beiderseits ganz allmälig in die abgerundeten Seiten übergehenden Wulste. Der Schnabel ist dick, dem Wirbel der kleineren Schale stark entgegengekrümmt. Die grössere Schale ist ungefähr bis zur Hälfte ihrer Länge sehr verdickt, und erreicht im ersten Fünftel eine Dicke von über 2 Millimeter, während sie in ihrer späteren Entwicklung ganz dünn zu bleiben scheint. Der mit der Schale erhaltene Hals und Schnabel erscheint an der Grenze des verdickten Theiles von einer furchenartigen Depression umgeben und in Folge dessen kropfartig aufgeschwollen. Länge des Schlossrandes 27 Millimeter, Schlossecken abgerundet: Area dreieckig, dem Schlossrande parallel gestreift; Stielöffnung dreieckig, mässig gross (5 Millimeter breit); das Pseudodeltidium war wahrscheinlich nicht erhalten, wenigstens habe ich es nicht gefunden. Die Schalenoberfläche scheint an keiner Stelle ganz intact zu sein; doch sieht man hier und da regelmässige concentrische Anwachslinien und eine, besonders im Sinus deutliche Längsstreifung.

14. *Spirifer hians Buch.* Kleine Exemplare von der Gestalt des *Spirifer hians* sind in den härteren Kalksteinen des Rokiczany jar ziemlich häufig. Leider habe ich dieselben längere Zeit für junge Exemplare von *Spirifer curvatus* gehalten und ihnen kein besonderes Interesse entgegengebracht. In Folge dessen besitze ich nunmehr nur ein einziges untadelhaftes Stück von 9 Millimeter Breite, welches eine doppelte Area, welche beiderseits durch eine dreieckige Oeffnung durchbrochen ist, eine fast gerade Stirnlinie, einen abstehenden, sehr wenig eingebogenen Schnabel, dagegen weder Wulst, noch Sinus besitzt und ganz unzweifelhaft zu *Spirifer hians Buch. (Quenst.)* gehört.

15. *Spirifer n. sp.* Ein kleiner glatter Spirifere, welcher zunächst mit *Sp. aviceps Kayser* verwandt zu sein scheint.

16. *Streptorhynchus crenistria Phill.* Das einzige Bruchstück dieser im Krakauer Kohlenkalke sehr häufigen Art stammt aus den obersten Schichten des Rokiczany jar; ich habe es wegen der Querrunzelung seiner Falten zu Crenistria gestellt, und führe es hier nur deshalb an, um durch Hinweglassung desselben die auffallend grosse, für den Rokiczany dól sehr charakteristische Zahl der hier vorkommenden carbonischen Formen nicht absichtlich zu vermindern.

17. *Leptaena interstrialis Phill.* Mit *Productus subaculeatus* zusammen finden sich auch schlechte Exemplare, meist Bruchstücke, von Orthis und Leptaena. Die besten Stücke der letzteren gehören zu *L. interstrialis;* es kommen aber auch andere Arten (aus der Reihe der *Leptaena lepis)* vor, doch ist mir ihre sichere Bestimmung nicht möglich und eine approximative derzeit noch ganz zwecklos.

18. *Chonetes minuta Goldf.* In den Strophalosia enthaltenden Schichten finden sich, oft gehäuft, winzig kleine Choneten, welche wohl mit den von Quenstedt in seiner Petrefactenkunde, pag. 606 erwähnten kleinen Choneten von Gerolstein identisch sind. Sie gehen nie über eine Grösse von 3 Millimeter hinaus, sind sehr wohl erhalten, obwohl selten unbeschädigt zu bekommen; ihre Schale ist von einer schneeweissen, bräunlichgelben, zuweilen fast rosigen, von dem schwarzgrauen Gesteine sehr abstechenden Farbe. Die grösste Breite liegt im Schlossrande; die mehr wie 30 dichotomen Rippen werden durch ziemlich unregelmässige dichte Anwachsstreifen gekreuzt und erscheinen daher dem blossen Auge fein gekörnt. Die Bauchschale ist stark, die weit seltenere Rückenschale viel schwächer gewölbt. Ich habe diesen Choneten unter dem Namen *Ch. minuta Goldf.* angeführt, indem ich darin Kayser (Zeitschr. d. geol. Ges. XXIII, pag. 633) folgte, welcher die erwähnten kleinen, aus der Krinoidenschicht von Gerolstein stammenden Formen mit *Ch. minuta* als eine „Abänderung" vereinigt. Ueber das Verhältniss zu *Ch. armata Bouch.* ist wenig zu sagen, so lange keine grösseren Exemplare mit erhaltenen Stacheln verglichen werden können. Auffallend ist jedenfalls die Farbe der Schalen, welche an einzelnen Exemplaren sogar weiss gewölkt oder weiss- und braunfleckig erscheint.

19. *Strophalosia productoides Murch.* Mit *Chonetes minuta, Lingula* und *Discina* in denselben Schichten. Nicht sehr häufig, meist schalenlos und klein (12—15 Millimeter breit), Area und Pseudodeltidium nur an einem einzigen Exemplare sichtbar. Zusammen etwa 20 Exemplare, davon nicht die Hälfte gut erhalten. Bruchstücke sind von der folgenden Art kaum zu unterscheiden.

20. *Productus subaculeatus Murch.* In den von *Atrypa aspera* und *Spirifer elegans* gebildeten Bänken ziemlich häufig, meist mit der Schale erhalten, welche jedoch beim Herausarbeiten regelmässig verloren geht. Einzelne Stacheln sind zuweilen an der Schale erhalten, finden sich auch sonst vereinzelt in dem Gesteine.

21. *Lingula squamiformis Phill.* Ein einziges, mit Davidson's Figuren und Beschreibung übereinstimmendes, grösstentheils beschaltes Exemplar von 7 Millimeter Länge und 4 Millimeter Breite; ein zweites nur im Abdruck erhaltenes Stück dürfte eher zu *L. mytiloides* gehören.

22. *Lingula n. sp.* Gerundet, lang spatelförmig, fast $2^1/_2$mal länger als breit, vorne stark verschmälert. Ein einziges, sehr schön erhaltenes, $5^1/_2$ Millimeter langes Exemplar.

23. *Discina nitida Phill.* Eine einzige kreisrunde, hornartig glänzende Schale von kaum 4 Millimeter Durchmesser, mit den Lingulen und *Chonetes minuta* zusammen in den *Strophalosia productoides* enthaltenden Schichten.

24. *Tentaculites tenuicinctus F. A. Römer?* In den Camarophorienschichten des Römer'schen Wasserrisses kommen Bruchstücke von Tentaculiten vor, welche ungefähr $^1/_3$ Millimeter im Durchmesser haben und etwa zehn scharfe Ringe auf einen Millimeter Länge besitzen. Es mögen dieselben dem *T. tenuis Kayserling* aus den Domanikschiefern sehr nahe stehen; ich habe sie bis auf Weiteres auf Grund der durch Sandberger (l. c. pag. 250) ausgesprochenen Identificirung unter

dem Namen *T. tenuicinctus Röm.* aufgeführt, obgleich der geringere Abstand der Ringe einer Vereinigung mit dem Sandberger'schen Tenuicinctus zu widersprechen scheint.

Neben Brachiopoden und Tentaculiten enthalten die Bänke des Rokiczany dół auch noch ganz seltene Reste von Bellerophon und grobschalige Gasteropoden; was ich aber davon besitze, sind lauter Fragmente und absolut unbestimmbare Unica in möglichst schlechter Erhaltung. Ausser den angeführten Arten befinden sich in meiner Sammlung übrigens noch Exemplare anderer, zum Theil interessanter Arten, welche ich aber nur angekauft habe, dieselben jedoch selbst aufzufinden mich vergebens bemühte; so unter Anderem mehrere ziemlich gut erhaltene Abdrücke eines über 20 Millimeter hohen Producten von der Form des *Productus praelongus Davidson* (l. c. VI, 2, pag. 102, Taf. XIX, Fig. 23), ein schlechtes Orthoceratitenfragment, welches, nach dem Gesteine zu schliessen, aus den Camarophorienschichten stammen dürfte; auch ein Fischzahnfragment und manches Andere. Ich glaubte diese mehr oder weniger problematischen Vorkommnisse ebensogut übergehen zu können, wie die in Dembnik selbst erworbenen, angeblich von der Siwa góra stammenden Exemplare von *Productus giganteus,* welche sich nach gründlicher Erhebung als aus Czerna stammend erwiesen.

Beim Ankaufe von Dembniker Versteinerungen ist überhaupt Vorsicht sehr zu empfehlen.

Vor nicht gar langen Jahren wurden in Dembnik einem reisenden Geologen sogar Versteinerungen aus dem schwarzen, dem Dembniker Marmor ähnlichen Kohlenkalke von Szklary als Dembniker Raritäten angeboten und von demselben auch richtig erstanden. Ich selbst kaufte hier einmal eine schöne Serie von Kohlenkalkversteinerungen, welche zwar, wie ich mich später überzeugte, aus Paczółtowice stammten, welche mich aber auf die Spur der Pałkowa góra und der in und über ihr enthaltenen Versteinerungen führten. Dies zur Warnung für Andere, zugleich als Erklärung meiner Zurückhaltung gegenüber den in früheren Jahren erworbenen, in den Sammlungen „aus Dembnik“ vorhandenen Exemplaren.

VII. Die Żarnówka und der Żarnówczany dół.

Geht man von dem Römer'schen Wasserrisse auf den Grund des Rokiczany dół hinunter, und unmittelbar an der Stelle, wo die schwarzen, bituminösen, *Atrypa aspera* noch recht häufig enthaltenden Kalksteinbänke die ersten Schwellen bilden, an der anderen Seite durch den einzigen bedeutenderen Wasserriss gegen die Żarnówka hinauf, so findet man am oberen Ende des Einrisses zwar keine anstehenden Schichten, wohl aber herausgeschwemmte Steine, welche durch ihre hellgraue Farbe, durch ihre zahlreichen Kalkspathadern, sowie durch eine conglomeratartige Beschaffenheit auffallen und in ihren gelblich- oder bräunlichfleckigen Stücken die glatte faltenlose Form der *Terebratula acuminata, Rhynchonella pugnus,* einen möglicherweise zu *Spirifer Verneuili (Sp. grandaeva Phill.)* gehörigen Spirifer, *Merista*

plebeja, und schlecht erhaltene, aber ganz unzweifelhafte Goniatiten enthalten. Bemüht man sich nun von hier aus ein Paar hundert Schritte nordwärts an die Spitze der zunächst liegenden Schlucht, des sogenannten Łatczany dół, und zwar in den gegen den Mühlsteinbruch gewendeten Theil, den Żarnówczany dół, so findet man auch hier zwar keine bedeutendere Entblössung, wohl aber eine kleine Grube, in welcher ein eigenthümliches gelblichgraues mergeliges Gestein ansteht, welches zwar an und für sich fast schieferig ist, aber gerundete festere schwärzlichgraue Concretionen enthält, welche demselben ein fast conglomeratartiges Aussehen verleihen. Dieses Gestein ist reich an Versteinerungen, welche jedoch meist sehr stark verdrückt sind und eine specifische Bestimmung nicht immer gestatten.

Da mir meine Beschäftigung als Lehrer eine ausgiebige Ausbeutung dieser Localität in der stark vorgerückten Jahreszeit nicht mehr gestattete, habe ich die Stelle durch den bereits mehrmals genannten Steinhauer und Marmorarbeiter Andreas Maciejowski durchsuchen lassen, was um so eher geschehen konnte, als das leicht erkennbare Gestein eine Verwechslung mit anderen Schichten der Gegend ausschliesst. Ich erhielt Folgendes:

1. *Spirifer Archiaci Murch.* Auffallend zahlreich, etwa ein Drittheil aller erhaltenen Exemplare. Meist verdrückt, die Schalen öfters ganz platt, doch vollständig erhalten; unter etwa 60 Bruchstücken nur fünf vollständige unverdrückte Stücke, diese aber vorzüglich, wenn auch klein (Schlossrand nicht über 20 Millimeter lang). Einzelne Exemplare haben eine kleine Area und einen, dem Wirbel der anderen Schale stark entgegengekrümmten Schnabel; doch kommen mit ihnen in denselben Handstücken auch andere vor, deren Schnabel wenig gebogen ist und bei einer Länge des Schlossrandes von 15—17 Millimeter etwa 4 Millimeter von demselben absteht. An diesen Stücken habe ich die hier grössere Area entblösst und gereinigt, und das mässig grosse, fast gleichseitig dreieckige Loch oben fast bis zur halben Höhe durch ein aus zwei Stücken bestehendes Pseudodeltidium geschlossen gefunden. Das besterhaltene Exemplar hat folgende Dimensionen: Länge 13, Schlossrand 16, grösste Breite 17, Dicke $10^1/_2$ Millimeter, wovon $3^1/_2$ Millimeter auf die kleinere, 7 Millimeter auf die grössere Schale entfällt. Die Flügelspitzen sind fast rechtwinkelig, kaum gerundet, eher etwas zahnartig vorstehend, so dass die Seitenränder unmittelbar unter ihnen zusammengedrückt und merklich eingekerbt erscheinen. Die Rippen der Oberfläche sind nicht ganz gleichmässig vertheilt; ich zählte 7—12 Rippen im Sinus, 9—14 auf dem Sattel und je 12—18 auf den Flügeln; auf dem Sattel liegen sie dichter beisammen, indem ihrer 14 dieselbe Breite einnehmen, wie die zunächst liegenden 8 Rippen auf dem Flügel.

Im Innern sind Zahnstützen und Spiralen meist erhalten, die letzteren freilich oft verschoben und verdrückt; ein kleineres Exemplar von etwa 13 Millimeter Breite, welches ich beiderseits angeschliffen habe, bis es halbdurchsichtig wurde, zeigt zwar nur je 10 Umgänge in den Spiralen, sonst aber in deren Form und Lage grosse Uebereinstimmung mit *Sp. aperturatus* bei Quenstedt (l. c. Taf. LIII, Fig. 45).

An den Exemplaren, welche einen stark übergebogenen Schnabel haben, ist die Area stark concav und das Loch liegt dann in einer ziemlich tiefen Rinne, so dass eine Freilegung desselben nur mit Zuhilfenahme von starker Salzsäure und nicht ohne Beschädigung der Schalen gelingt.

2. *Athyris concentrica Buch.* Ein einziges, kleines Exemplar von nur 11 Millimeter Breite, aber mit wohlerhaltener Oberfläche und erhaltenen Spiralen.

3. *Atrypa reticularis L.* Nicht häufig (11 Stück), klein (14 Millimeter), zum Theil mit erhaltenen und herausgewitterten Spiralen.

4. *Rhynchonella pugnus Martin, var. anisodonta.* Ziemlich häufig, mittelgross (13—23 Millimeter), selten wohlerhalten, meist verdrückt; auch ein grösseres Stück, welches kaum gefaltet ist und wohl auch zu *Rh. acuminata* gehören könnte.

5. *Rhynchonella reniformis Sow.* Vier 13—18 Millimeter breite, nicht besonders gut erhaltene Exemplare.

6. *Camarophoria rhomboidea Phill.* Ziemlich häufig, selten wohlerhalten; meist schief und ungleichseitig.

7. *Merista plebeja Sow.* Zwei kleine Stücke, deren Bestimmung nicht sicher ist.

8. *Streptorhynchus umbraculum Schloth.* In Abdrücken nicht selten; auch ein 14 Millimeter breiter, zum Theil beschalter Steinkern mit erhaltenem Schlossrand beider Schalen.

9. *Strophalosia productoides Murch.* Ein einziges unzweifelhaftes Exemplar.

10. *Productus subaculeatus Murch.* Verdrückte Schalenstücke von Producten scheinen hier nicht selten zu sein, doch sind sie selten näher bestimmbar, da man bei ihrer Untersuchung meist nicht einmal zu einer sicheren Trennung von Strophalosia gelangt. Doch bezeugt ein durch Form und Faltung erkennbarer halber Steinkern wenigstens das Vorkommen der Art, wenn auch nicht ihre Häufigkeit.

11. *Lingula squamiformis* und

12. *Lingula n. sp.* Nächst *Spirifer Archiaci* gehören Lingulen zu den häufigsten Vorkommnissen dieser Oertlichkeit. Die meisten stimmen mit *L. squamiformis* überein; einzelne scheinen eher zu der bereits vom Rokiczany dół erwähnten, vorne zugeschärften, an *L. mytiloides* erinnernden Form zu gehören; bei vielen verdrückten ist eine Speciesbestimmung überhaupt nicht möglich.

Ausser den genannten Arten sind in Bruchstücken noch manche andere vertreten, welche ich mit Bestimmtheit nicht anzugeben wage, so z. B. *Spirifer glaber*, *Rhynchonella cfr. cuboides* und *primipilaris?*, *Chonetes minuta*, *Streptorhynchus crenistria*, *Cyrtina? sp.* und andere. Gasteropoden und Lamellibranchier scheinen ganz zu fehlen, ebenso Korallen. Bruchstücke von Krinoidenstielgliedern finden sich nur ausnahmsweise; *Cardiola retrostriata* und Cypridinen sind in dem mir vorliegenden Materiale nicht vorhanden.

VIII. Die Pałkowa góra.

Auch jenseits des Łatczany dół liegt noch devonisches Gestein. Aus dem theils gelblich-, theils röthlichgrauen massigen Kalksteine der

ersten Palkowa góra habe ich zwar wenige Arten, darunter jedoch eine, welche die oberdevonische Natur des Gesteines zu beweisen scheint, nämlich *Spirifer Verneuili var. Stollbergensis Quenst.* Mit ihm zusammen finden sich, häufig genug, grosse Exemplare von *Rhynchonella acuminata*, ungefaltet und wenig gefaltet, 25 Millimeter und darüber hoch; daneben auch andere, welche der Davidson'schen Fig. 4 auf Taf. XIII entsprechen; ausserdem *Rhynchonella pugnus, Athyris concentrica*, Krinoiden und Korallen. Leider hielt ich das Gestein lange für carbonisch und den Spirifer für *Sp. mosquensis*, was mich abhielt, die Localität gründlich zu durchsuchen, da mir besser aufgeschlossene untercarbonische Schichten anderwärts zu Gebote standen. Wenn nun auch die Localität einer ferneren Untersuchung bedarf, so ist doch der Spirifer schon jetzt einer eingehenden Erwähnung werth. Es liegen 8 Exemplare vor; davon sind 7 Bruchstücke, das 8 ist aber ein nur ganz unbedeutend beschädigtes Prachtexemplar von 40 Millimeter Länge, 45 Millimeter Breite und 35 Millimeter Dicke. Area concav, 28 Millimeter lang, etwa 7 Millimeter hoch, dem Schlossrande parallel gestreift, das spitzwinklig dreieckige, am Schlossrande 7 Millimeter breite Loch zu zwei Dritteln durch ein über die Oberfläche der Area vorragendes Pseudodeltidium geschlossen; Schnabel dick, wenig gekrümmt, an der Spitze beschädigt. Beide Schalen sind fast gleichmässig stark ausgebaucht; die grösste Dicke des Gehäuses liegt im ersten Drittel, die grösste Breite etwas unter der Mitte. Der Wulst ist zwar weit hinauf bis fast an den Wirbel bemerklich, aber nur ganz wenig erhaben und in die Flügel ohne eigentliche Grenze verfliessend; der Sinus kaum merklich, aber am Stirnrande doch mit einer niedrigen gerundeten Zunge in die gegenüberliegende Schale eingreifend. Alle Ecken sind gerundet, und mehr wie hundert gleichmässig vertheilte Rippen liegen auf der Oberfläche einer jeden Schale.

Ein ganz junges, kaum 18 Millimeter breites Exemplar derselben Art (?) hat einen geraden Stirnrand und die Schlosslinie nur wenig kürzer als die grösste Breite: seine Gestalt stimmt jedoch weder mit dem gewöhnlichen *Sp. Verneuili*, noch mit *Sp. Archiaci* überein; wenn dies bei der Stollberger Form nicht ebenso ist, so wäre die specifische Identität unserer Form mit *Sp. Verneuili*, trotz der grossen Aehnlichkeit mit der Stollberger Varietät, noch fraglich. Die Spiralen habe ich noch nicht angeschliffen.

IX. Die Zbrza.

Wendet man sich von der südöstlichen Ecke der Dembniker Steinbrüche nach Osten, so gelangt man gleich hinter den letzten Häusern in den Lipny dół, d. i. in das stark vertiefte obere Ende der finsteren Waldschlucht, welche von Dembnik nach Dubie hinunterführt. Unterhalb der „Wyspa", d. i. unterhalb des aus dem grossen Karmelitersteinbruche stammenden grossen Schutthaufens, liegen noch Schichten des gewöhnlichen schwarzen Dembniker Marmors, welcher hier nur in grösserem Maasse von weissen und rothen Kalkspathadern durchschwärmt wird; auch die dem Lochmarmor entsprechende bunte und grünlichgraue Lage gelangt hier an's Tageslicht (Marmur dołowy).

Je tiefer man hinuntersteigt, desto fremdartiger gestaltet sich das Gestein. Ein aus schwarzgrauen, körnigen, dolomitischen Bruchstücken gebildetes, durch weissen, gelblichen, röthlichen bis ziegelrothen, kleinkrystallinischen bis dichten Kalkstein zusammengehaltenes Trümmergestein vermittelt den Uebergang in eine über hundert Meter mächtige, in dicke Bänke abgesonderte Schichtenfolge, welche von ganz fremdartigen, mit keinem anderen im Krakauer Gebiete bekannten Gesteine vergleichbaren Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen gebildet wird. Es ist ein perlgrauer bis schwarzer, ausserordentlich fester, schimmernder, unter dem Hammer oft funkensprühender, bituminöser, sehr gleichmässig zuckerartig kleinkörniger Dolomit, welcher im Vereine von feinkörnigen bis dichten, bituminösen Kalksteinen sich vom Lipny dół bis hinunter an die Waldgrenze über Dubie verfolgen lässt und über der Quelle „Zbrza" in den steilen Abhängen des Schlösschens [1]) ganz vorzüglich aufgeschlossen ist. Ganz ähnliche Dolomite und dolomitische Kalksteine liegen aber auch in dem gegen die Łysa góra emporgehenden Zweigthale der Zbrza und von dem Punkte, wo sich die beiden Schluchten vereinigen, an dem über Dubie gelegenen Abhange auch weithin gegen Siedlec, ohne dass sich ihre Lage bezüglich der daselbst liegenden, unzweifelhaft devonischen, ebenfalls kleinkörnigen und dolomitischen Kalksteinen direct beobachten liesse.

Die mittleren Schichten der Dolomite der Zbrza zeigen im Allgemeinen eine schwache, 10° nicht übersteigende Neigung nach Norden und Osten; doch stimmen meine hier gemachten, sehr zahlreichen Messungen nicht ganz besonders gut. Auch unterhalb der Quelle behalten die Bänke ihre schwache östliche Neigung, scheinen aber auch hier sich in etwas gestörter Lage zu befinden.

X. Die Łysa góra (der Kahlenberg).

Südlich von Dembnik findet man bis hart vor Siedlec kein paläozoisches Gestein; diluvialer Lehm und Reste von braunem Jura, beide von geringer Mächtigkeit, bedecken hier überall die älteren Bildungen. Geht man aber von Dembnik zuerst auf den von Paczółtowice nach Siedlec führenden Weg hinauf und diesen dann nach Siedlec hinunter, so findet man an den westwärts ausbiegenden, jetzt verlassenen Seitenwegen, besonders an dem am meisten westlich gelegenen, an der Stelle, welche in die von Zbik heraufgehende Waldschlucht einen Ausblick gewährt, anstehende Schichten eines sehr bituminösen, schwarzgrauen, auf Kluftflächen bräunlichgelben, mit 29—32° nach West h. 6—7 einfallenden, dichten, mergeligen Kalksteines, welcher an die höheren Lagen des Römer'schen Wasserrisses mahnt, hier jedoch fast versteinerungsleer zu sein scheint. Erst nach langem und wiederholtem Herumsuchen gelang es mir, in einer kleinen, unfern vom Wege kaum aus dem Boden hervorragenden Klippe Versteinerungen zu finden;

[1]) Das Schlösschen (Zamczysko) soll die Ruine eines ehemaligen Jagdhauses sein und liegt auf der südöstlichen Spitze der hohen schneidigen Zunge, welche zwischen der Zbrza und dem Racławicer Thale, der nach Zary hinaufführenden Schlucht gerade gegenüber, sich hinzieht. Der beiderseitige, ungemein steile Abhang besteht fast ganz aus den erwähnten kleinkörnigen Dolomiten und dolomitischen Kalksteinen.

glücklicher Weise sind dieselben vortrefflich (mit der Schale) erhalten und gehören Arten an, welche das Alter der Schichten unzweifelhaft darthun, nämlich *Rhynchonella pugnus* und *Spirifer Verneuili* in der leicht erkennbaren, ziemlich kurz, aber spitzflügeligen Form mit tiefem Sinus und mässig hoher, freier Area, so dass eine Verwechslung mit *Sp. striatus* u. A. ausgeschlossen erscheint. Ich erwähne dessen nur aus dem Grunde, weil die schwarzen Marmore von Siedlec und Umgegend bisher von allen Geologen entweder ganz ignorirt, oder für Kohlenkalk gehalten wurden, möglicherweise deswegen, weil dies der herrschenden Vorstellung von der „mantelförmigen" Umhüllung des Devons durch Kohlenkalk besser entsprach. Indessen ist es nicht zweifelhaft, dass hier eine, im Streichen etwas abgelenkte, südliche Fortsetzung der Dembniker Schichten vorliegt, und dass dieselbe höchst wahrscheinlich den in der Tumidalski'schen Grube aufgeschlossenen Lagen entspricht. In Uebereinstimmung damit ist auch das etwas weiter südöstlich im Wege über Siedlec vorhandene, zwar nur stellenweise, aber bis weit in den Wald hinein entblösste Gestein dem eigentlichen Dembniker Marmor so ähnlich, dass sich z. B. Prof. v. Alth nicht veranlasst fand, seiner auch nur mit einem Worte zu gedenken, indem er es hier gar nicht für anstehend erachtete. Es ist mir aber auch seitwärts zwischen dem im Wege über Siedlec vorhandenen Marmor und den *Sp. Verneuili* enthaltenden Schichten über [1]) der Zbiker Waldschlucht an vielen Orten gelungen, das Vorhandensein der schwarzen bituminösen Kalke im Waldboden nachzuweisen. Die paläontologische Ausbeute war dabei freilich äusserst gering. Gerippte Spiriferen fand ich keine mehr; wohl aber zwei kleine Exemplare von *Atrypa reticularis*, mit etwas abstehendem Schnabel und relativ grosser Oeffnung, etwa von der Gestalt der Quenstedt'schen Fig. 92 auf Taf. 42; daneben auch etwas grössere Exemplare von *Rhynchonella pugnus*. Das einzige etwas häufige Fossil bilden hier kleine, bis höchstens 15 Millimeter lange, glatte, in der ersten Hälfte des Gehäuses sehr verdickte, im Bruche querfaserige, milchweisse Schalen von geringer Festigkeit und von dem Habitus der *Merista plebeja*, welche ich leider nur in Bruchstücken besitze und nicht zu deuten wage.

XI. Der Waldrand über Siedlec.

Am Waldrande über Siedlec sind an vielen Orten paläozoische Gesteine entblösst, welche ich in den bisherigen Beschreibungen des Krakauer Gebietes nirgends erwähnt, auch in den geologischen Karten nicht eingezeichnet finde. Am Waldrande selbst ist es vorerst ein kleiner Steinbruch in einem lichtschwärzlichgrauen, feinkörnigen bis dichten splitterigen Kalksteine in meist dünnen, entfernt an Wellenkalk erinnernden Platten mit sehr unebenen, knollig geblähten, gelbbräunlich überzogenen Schichtflächen, welche den obersten, die gerippte schuppenlose Form der Atrypa enthaltenden Lagen des Karmeliter Steinbruches entsprechen dürften. Leider ist es mir nicht gelungen, hierfür die paläontologischen Beweise zu beschaffen, da ich in dem Kalksteine

[1]) Ich sage ausdrücklich „über" der Waldschlucht; denn in derselben und noch eine schöne Strecke am Gehänge liegen ebenfalls schwarze und graue, aber untercarbonische Schichten mit *Spirifer mosquensis, Athyris Royssyi* u. s. w.

bisher nur unbestimmbare Steinkerne kleiner Gasteropoden gefunden habe, und daher streng genommen, nicht einmal für das paläozoische Alter des Kalkes einstehen kann. Nur die petrographische Beschaffenheit desselben und seine Lage bestimmt mich, ihn als devonisch anzusprechen. Die sehr deutlich entblössten Schichten streichen fast nordsüdlich mit einem Fallwinkel von 26—31° WSW. h. 7. Im Walde findet man ganz in der Nähe bunte, weiss und röthlich geaderte und gesprenkelte, dichte und kleinkrystallinische Marmorarten, welche den im Lipny dół über Zbrza enthaltenen ganz ähnlich aussehen und in der vorspringenden, gerade über der Quelle gelegenen Ecke des Waldes, auf halbem Wege zwischen Siedlec und Dubie, findet sich wieder, anstehend, fossilhaltiges devonisches Gestein. Es ist ein fester, schwärzlichgrauer, feinkörniger bis dichter, unter dem Hammer unregelmässig polyedrisch zerfallender, sehr bituminöser Kalkstein, welcher hier wenige Meter über dem Waldboden sich erhebende Felsen bildet und Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden und Krinoiden enthält, welche stellenweise gehäuft vorkommen, ohne dass sich jedoch mit Hammer und Meissel bestimmbare Stücke herausschälen liessen, so dass man sich im Allgemeinen auf herausgewitterte Exemplare beschränken muss. Von diesen fand ich hier *Pachypora cristata Blmb. (Calamopora cervicornis)* in mehreren Bruchstücken (darunter auch ein prächtig herausgewittertes, doppelt gabelästiges Stück von 6 Centimeter Länge), *Cyathophyllum hexagonum* (ein schlechtes Stück) und einzelne, näher nicht bestimmbare Kelche von *Cyathophyllum* und *Cyathaxonia* oder *Amplexus.* [1]) Neben Korallen enthält aber das Gestein häufig schön erhaltene Stromatoporen, welche äusserlich nicht leicht bemerkbar sind, dagegen in Dünnschliffen sehr schön hervortreten.

XII. Der über Dubie liegende Abhang.

Die durch *Stromatopora polymorpha* und *Calamopora cervicornis* unzweifelhaft als devonisch bezeichneten Kalke zwischen Dubie und Siedlec stehen zwar mit dem Gesteine der Zbrza nicht in unmittelbarem Zusammenhange; es ist aber leicht, an dem über Dubie liegenden Abhange fast überall das Vorhandensein kleinkrystallinischer dolomitischer Kalke, stellenweise in kleinen anstehenden Felsen, nachzuweisen, welche mit den Dolomiten der Zbrza übereinstimmen, während höher hinauf bituminöse, den die Calamoporen enthaltenden Kalksteinen ähnliche Gesteine sich finden. Nach vielen, auch hier nicht sehr übereinstimmenden Messungen glaubte ich auf locale Dislocationen schliessen zu müssen; doch ist es ähnlich wie in der Zbrza schwer, auf dem oft kaum zu begehenden, theilweise mit dichtem Gestrüppe bestandenen

[1]) Legt man Stücke des Gesteines in eine grössere Menge schwacher Säure, so werden an der Oberfläche an Stellen, wo man nichts vermuthet hätte, ganz leidlich erkennbare Theile von Calamoporen, Cyathophyllen, sowie schwache Umrisse und stärker ausgeprägte Böden von Amplexen (?) sichtbar. Sind solche Sachen auch zu specifischen Bestimmungen nicht geeignet, so gestatten sie doch wenigstens einen Einblick in die Natur und die Zusammensetzung des scheinbar versteinerungsleeren Korallenkalkes. Bei Anwendung von starker Säure, oder wenn man das Gestein zuerst in Wasser legt und concentrirte Säure hinzugiesst, erhält man künstliche, netzförmige Gebilde und stylolithenähnliche Streifungen, welche die darunter liegenden Korallen verdecken und verunstalten.

Terrain aus einzelnen, möglicherweise verstürzten Felspartien von dem Ganzen eine richtige Vorstellung zu gewinnen. Die Neigung der Schichten ist übrigens stets ziemlich gering (9—11°) und wo grössere Felsen anstehen, südöstlich, meist h. 16; doch finden sich in der in die Zbrza mündenden Schlucht in höheren Lagen auch nordöstlich (11° h. 20) einfallende Bänke.

Schluss.

Wenn man die im Gebiete des Krakauer Devons an den einzelnen Aufschlusspunkten erhaltenen Resultate zusammenstellt, so ergibt es sich sofort, dass uns eine vollständige klare Kenntniss sowohl der tektonischen als auch der paläontologischen Verhältnisse der Formation derzeit noch fehlt, und dass dieselbe auch durch die vorliegende Arbeit nur ganz im Allgemeinen angebahnt erscheint.

Es kann zwar nunmehr als erwiesen gelten, dass sich im Krakauer Gebiete nicht nur mittel-, sondern auch ober-devonische Bildungen vorfinden; dass namentlich die Camarophorienlager des Römer'schen Wasserrisses den Cuboidesschichten gleichzustellen sind, während die weiter nordwärts vorkommenden noch ungenügend aufgeschlossenen Lagen höheren Horizonten des Oberdevons, die knotigen Mergelschiefer des Łatczany dół etwa den Kramenzelkalken, entsprechen dürften. Wird aber auch das Vorhandensein des Oberdevons durch die Menge der hier vorkommenden carbonischen Formen, durch die Goniatiten, durch *Spirifer pachyrhynchus (euryglossus)*, durch die Varietäten des *Sp. Verneuili (Archiaci, Stollbergensis)* und einigermassen auch durch die Lingulaschichte bewiesen, so fehlen doch noch die für das Oberdevon am meisten charakteristischen Gebilde (eigentliche Goniatiten- und Clymenienschichten, *Cardiola retrostriata*, Cypridinenschiefer u. s. w.).

Durch den in den höchsten Bänken des Dembniker Marmors (in der Tumidalski'schen Grube) vorhandenen *Spirifer Verneuili* werden zwar diese Schichten als zu der obersten mitteldevonischen Abtheilung gehörig bezeichnet; dagegen ist im eigentlichen Dembniker Korallenkalke weder in Dembnik selbst, noch bei Siedlec Stringocephalus und Uncites gefunden; abgesehen davon, dass der ganze, hier zuerst als devonisch angesprochene Schichtencomplex der Zbrza und Umgegend einer paläontologischen Charakteristik noch gänzlich entbehrt.

Das devonische Areale erscheint zwar nunmehr natürlicher begrenzt und auf eine viel grössere Oberfläche ausgedehnt, namentlich auch nach Süden bis gegen Siedlec erweitert; es liegt aber im Grunde des Rokiczany jar und am östlichen Abhange, über der Papiernia, noch sehr mannigfaches paläozoisches Gestein in bedeutender Mächtigkeit, dessen Einreihung in die bereits bekannte Schichtenfolge noch ganz unmöglich ist.

Ich brauche kaum zu bemerken, dass ich auch fernerhin trachten werde, zur Erforschung dieses interessanten Gebietes beizutragen; da ich jedoch als Gymnasiallehrer unter nicht besonders günstigen Verhältnissen arbeite und mir die durch die hiesigen öffentlichen Anstalten vermittelte geologische Literatur nur zum Theile und meist nur spät zugänglich ist, so ersuche ich alle die Herren, welche sich fürderhin mit dem Gegenstande befassen werden, mir ihre diesbezüglichen Schriften mittheilen zu wollen, wofür ich mich gerne zu einer Gegenleistung erbiete.

Ueber die untere Grenze des Keupers in den Alpen.

Von S. Frh. v. Wöhrmann.

Bei der Besprechung der unteren Grenze des Keupers ist es nothwendig und wichtig, die historische Entwicklung dieser Frage zu behandeln, da eine solche Erörterung für eine klare Uebersicht der Verhältnisse unumgänglich erforderlich ist.

Schon im Jahre 1853 hatte Escher von der Linth in seinen geognostischen Bemerkungen über das nordöstliche Vorarlberg auf das Vorkommen von *Calamites arenaceus, C. columnare* und *Pterophyllum longifolium* in grünlichgrauen Sandsteinen bei Weissenbach aufmerksam gemacht und diesen Complex, ohne auf die Lagerungsverhältnisse einzugehen, zur Lettenkohle gezählt.

1856 führte Schafhäutl aus gleichen Schichten vom Nordfuss des Wettersteinzuges *Pecopteris Stuttgartensis* und *Pterophyllum longifolium* an und rechnete sie daher zum Keupersandstein.

1860 wies Gümbel in der Bavaria nach, dass die Schichtenfolge von sandigmergeligen Gesteinen wegen der in ihnen enthaltenen Flora der Lettenkohle Frankens gleichzustellen sei und legte derselben den Namen „Lettenkeuper“ bei.

1861 nahm derselbe Autor in der geognostischen Beschreibung des bayerischen Alpengebirges eine specielle Gliederung des Keupers vor und theilte denselben in drei Abtheilungen ein: Lettenkohlengruppe, Hauptdolomitgruppe und rhätische Gruppe. — In der Lettenkohlengruppe werden drei Glieder unterschieden. — Als oberstes Glied betrachtete Gümbel die Raibler- und Carditaschichten, als mittleres den Wettersteinkalk etc., als unterstes die Partnachschichten und vor allen Dingen den Horizont der *Halobia Lommeli* und des *Pterophyllum longifolium.*

Bei der Trennung dieses unteren Horizontes vom Muschelkalk stützte sich Gümbel wesentlich auf das Vorkommen von Lettenkohlenpflanzen, wie *Taeniopteris Marantacea*, *Chiropteris digitata*, *Pterophyllum longifolium*, die allerdings nicht in den Partnachschichten, sondern in petrographisch gänzlich verschiedenen Ablagerungen, die er stratigraphisch als gleichalterig betrachtete, gefunden worden waren.

Nachdem bei Bayreuth, an der oberen Grenze der Lettenkohlengruppe, die charakteristischen Versteinerungen der Raibler Schichten und auch *Cardita crenata* nachgewiesen waren, konnte es Gümbel, von anderen Gründen abgesehen, nicht zweifelhaft sein, dass die Raibler und Carditaschichten diesem Horizont entsprächen. Wie sehr auch das untere und obere Glied der alpinen Lettenkohlengruppe mit dem Bayreuther Vorkommen übereinstimmte, so wenig konnte petrographisch wie paläontologisch der sehr mächtige Complex des Wettersteinkalkes untergebracht werden. Trotzdem war Gümbel durch seine Beobachtungen, nach denen der pflanzenführende Horizont sich unter diesem Kalkmassiv befinden musste, in Rücksicht auf die Schichtenfolge gezwungen, den Wettersteinkalk mit dem unteren Keuper Schwabens und Frankens zu identificiren.

Die von Gümbel angenommene untere Grenze des alpinen Keupers wurde schwankend, als man über dem Wettersteinkalke an der Basis der sogenannten Carditaschichten Sandsteine und Schiefer fand, die nicht allein petrographisch völlig ident waren mit den unterhalb derselben beobachteten, sondern auch eine ganz übereinstimmende Flora beherbergten. Man war in Folge dessen, um diese Erscheinung erklären zu können, genöthigt, ganz gleiche Existenzbedingungen zur Zeit beider Ablagerungen anzunehmen und Mojsisovics erklärte 1869: „Da litorale Bildungen mit Pflanzen sich wiederholen, eignen sich letztere nicht zu schärferen Vergleichen" und folgerte daraus, dass der Begriff Lettenkohlenkeuper als solcher nur auf das ausseralpine Vorkommen beschränkt werden müsste.

Aber nicht allein die pflanzenführenden Sandsteine sollten in beiden Horizonten gleich sein, man fand, dass dieselben stets von Carditaschichten begleitet und von einer Schichtengruppe überlagert wurde, die, abgesehen von einer völlig homologen Gliederung, eine Fauna aufzuweisen hatte, die sich gar nicht von der der Raibler Schichten (autorum) oberhalb des Wettersteinkalkes unterschied.

Wie auffallend diese Thatsache war und wie wenig sie mit den Erfahrungen in Einklang stand, so musste man sie doch als richtig annehmen, da man an einigen Stellen für eine Ueberlagerung durch Wettersteinkalk triftige Gründe zu haben glaubte.

Im Laufe eingehender Untersuchungen stellte sich aber heraus, dass hier und da, wo man eine Unterlagerung des sogenannten unteren Carditahorizontes unter dem Wettersteinkalk angenommen hatte, Gebirgsstörungen die normalen Verhältnisse bedeutend geändert hatten.

Es traten hervorragende Forscher auf, die die Ansicht über das Vorhandensein zweier gleicher Carditaschichten energisch bekämpften

und nachwiesen, dass man es nur mit einem Horizonte zu thun hätte, der sich über dem Wettersteinkalke befände.

Bis in die neueste Zeit ist es zu einer definitiven Lösung dieser Frage nicht gekommen, vielleicht auch deshalb, weil ausgedehnte vergleichende Untersuchungen im strittigen Gebiet nicht vorgenommen wurden.

Erst im letzten Sommer gelang es durch die vom Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereine in Scene gesetzten Specialaufnahmen im Karwändelgebiet und durch meine Untersuchungen (die demnächst publicirt werden sollen) in den übrigen Theilen der Nordtiroler und bayerischen Alpen festzustellen, dass in diesem Theil der Nordalpen die sogenannten Raibler und Carditaschichten stets nur über dem Wettersteinkalk auftreten, die Partnachschichten bedeutend tiefer liegen und vor allen Dingen die Lettenkohlenpflanzen führenden Sandsteine und Schieferletten auf Einen Horizont, und zwar auf den der Carditaschichten, beschränkt sind.

Durch den Nachweis eines einzigen Niveaus mit Lettenkohlenpflanzen wird die geologische Bedeutung letzterer zur Altersbestimmung der Schichten wieder hergestellt und müssen wir, wenn wir uns überhaupt nach der althergebrachten Gliederung der Trias richten wollen, die untere Grenze des Keupers unterhalb dieses sandigmergeligen Complexes und über dem Wettersteinkalk im Gebiete der Nordtiroler und bayerischen Alpen ziehen.

Nach diesem Vorgange ist es nun leicht ersichtlich, dass eine Parallelisirung mit der Lettenkohlengruppe Frankens, wie sie Gümbel versucht hatte, ohne Schwierigkeiten zu bewerkstelligen wäre, da das damals nur gezwungenermassen in den Vergleich gezogene Glied des Wettersteinkalkes jetzt aus dieser Gruppe ausgeschieden ist.

Wenn in diesem westlichen Gebiete der Nordalpen die Ausbildung der Lettenkohlenstufe dennoch von derjenigen Frankens und Schwabens etwas abweicht, so liegen im westlichen Theile derselben die Verhältnisse für einen Vergleich bedeutend günstiger.

Sandigmergelige Schichten mit Einlagerungen von Kohlenflötzen und Schieferthonen bei Lunz hatten schon früh die Aufmerksamkeit der Wiener Geologen auf sich gelenkt. — 1865 wurden dieselben von Stur näher untersucht und besonders die Schieferletten, welche Pflanzenreste in grosser Anzahl und in vortrefflicher Erhaltung enthielten, ausgebeutet. Stur erkannte die grosse Uebereinstimmung der Lunzer Flora mit derjenigen der ausseralpinen Lettenkohle. 1871 konnte er in der Geologie Steiermarks nach genauen Untersuchungen mit Sicherheit die früher geäusserte Ansicht begründen. Er wies nach, dass nicht allein die Flora völlig ident sei mit der aus der Lettenkohle von Basel und Würzburg, sondern dass auch *Estheria minuta* und *Anoplophora brevis* in den Lunzer Schichten vorkämen, ausserdem die petrographische Beschaffenheit der einzelnen Schichten bei Lunz, Basel und Würzburg homolog seien.

1885 bestätigte Stur diese Resultate und hebt hervor, dass es keinem Zweifel unterliege, dass die Flora der Lettenkohle in der Umgebung Stuttgarts mit der Flora der Lunzer Schichten ident sei.

Obgleich das Alter der Lunzer Schichten hierdurch gesichert war, so herrschten doch über die Stellung derselben in der Schichtenfolge Meinungsverschiedenheiten. Stur war genöthigt, die Lunzer Schichten an die Basis des bisher angenommenen Keupercomplexes zu stellen, d. h. sie als gleichalterig mit Gümbel's Partnachschichten zu betrachten. — Mojsisovics parallelisirte sie, durch die Fauna der tieferen und höheren Schichten (d. h. der Reingrabener Schiefer und Opponitzer Kalke) veranlasst, mit den oberen Cardita- und Raibler Schichten (autorum). — Hauer schliesst sich 1875 in dem Handbuche der Geologie Stur's Ansicht an, lässt aber die Frage noch offen.

So lange man über die Lagerung der Cardita- und Raibler Schichten im westlichen Theil der Nordalpen nicht klar war, konnte von einer Lösung dieser Frage nicht die Rede sein.

Betrachten wir jetzt, wo wir ein festes Niveau für die oben erwähnten Schichten haben, die Reingrabener, Lunzer und Opponitzer Schichten in ihrem Zusammenhang, so haben wir eine ganz analoge paläontologische und petrographische Gliederung wie in den Nordtiroler und bayrischen Alpen.

Wir haben in letzteren nach den Profilen, die in meiner demnächst erscheinenden Arbeit publicirt werden sollen, folgende Schichtenreihe: Zu unterst ein mehr oder weniger mächtiger Mergelzug, an dessen Basis Schiefer mit *Halobia rugosa* sich befinden. — In diesem Mergelzug sind Sandsteine und Kalkmergel mit Lettenkohlenpflanzen und Carditaoolithen eingelagert. Darüber folgt eine Kalkzone, an die sich ein dem ersten ganz gleichartiger, sandigmergeliger Horizont anschliesst, über den erst die Raibler Schichten (autorum) mit den charakteristischen Fossilien, wie *Corbis Mellingi*, *Myophoria Whateleyae*, *Gervillia Bouëi*, *Ostraea montis caprilis* etc. folgen.

Der ganze Complex, für dessen unteres Niveau, d. h. bis zu den Raibler Schichten, *Cardita crenata var. Gümbeli* nebst *Cidaris dorsata* bezeichnend ist, wird vom Hauptdolomit überlagert, vom Wettersteinkalk unterteuft.

Bei Lunz haben wir gleichfalls unter dem Hauptdolomit Kalke mit *Corbis Mellingi*, *Myophoria Whateleyae*, *Gervillia Bouëi*, *Ostraea montis caprilis* etc., d. h. Opponitzer Kalke (Raiblerschichten). Ihr Liegendes sind die Lunzer Sandsteine und kohlenführenden Schichten mit Einlagerungen von Carditaoolithen und Kalkbänken, die vorherrschend keulenförmige Stacheln von *Cid. dorsata* führen, während erstere, wenn auch nicht häufig, *Cardita crenata var. Gümbeli* beherbergen. An der Basis dieses sandigmergeligen Complexes haben wir die Schiefer mit *Halobia rugosa*, die als Reingrabener Schiefer in der Literatur bekannt sind. Stellen wir also in Kurzem die beiden Schichtenreihen nebeneinander, so wird kein Zweifel an der Identität beider Gruppen mehr möglich sein.

Nordtiroler und bayr. Alpen	Lunzer Gebiet	
Haupt-Dolomit	Haupt-Dolomit	
Raibler Schichten	Opponitzer Kalk	Zone der *Corbis Mellingi* etc.
Mergelhorizont Kalkeinlagerung Mergelhorizont mit Sandsteinen	Lunzer Schichten	Zone der Lettenkohlenpflanzen *Cardita crenata* u. *Cidaris dorsata*
Schiefer mit *Halob. rugosa*	Reingrabener Schiefer	Zone der *Halobia rugosa*
Wettersteinkalk	Guttensteiner und Reiflinger Kalk	

Sehen wir von jeder petrographischen und paläontologischen Vergleichsführung ab, so genügt die conforme Ueberlagerung durch Hauptdolomit, um zu überzeugen, dass wir gleichalterige Bildungen vor uns haben. Da nun sowohl die Lunzer, wie auch die Carditaschichten, wie bereits erwähnt, als Vertreter der ausseralpinen Lettenkohle betrachtet werden müssen, liegt es auf der Hand, dass wir dieselben als Basis des Keupersystems in den Nordalpen zu betrachten und folglich die untere Grenze des alpinen Keupers unter ihnen durchzuziehen haben. Was für die Nordalpen nachgewiesen ist, lässt sich auch für die übrigen Theile der Alpen anwenden.

Es ist hier nicht am Ort, einen detaillirten Vergleich mit anderen Vorkommnissen zu ziehen (derselbe wird an anderer Stelle eingehend berücksichtigt werden), ich möchte nur betonen, dass auch in den übrigen Gebieten die Raibler Schichten ein stets höheres Niveau einnehmen, als die Mergelhorizonte, die sie gewöhnlich zu begleiten pflegen und deren Gleichalterigkeit mit den Lunzer und Carditaschichten bereits an mehreren Orten anerkannt ist.

Wir können uns daher ohne grosse Schwierigkeiten nach dem fast überall nachgewiesenen, meistens gleichartig entwickelten und fossilreichen Raibler Horizont orientiren, um anderwärtig eine conforme Keupergrenze zu ziehen.

Mit der Feststellung dieser unteren Grenze des Keupers sind wir genöthigt, im Gebiete der Nordtiroler und bayerischen Alpen den Complex des Wettersteinkalkes dem bisherigen Muschelkalk zuzuzählen und wollen wir hier untersuchen, ob nicht ausser der stratigraphischen Lage weitere Gründe für eine solche Zutheilung sprechen würden. Es ist bekannt, dass man in dem bisherigen Muschelkalk des erwähnten Gebietes nur die Fauna des ausseralpinen Wellenkalkes nachweisen konnte, wenn auch dieselbe durch einige fremde Formen ein anderes Gepräge erhalten hatte.

Den mittleren und oberen ausseralpinen Muschelkalk hat man hier bisher nirgends feststellen können.

Man wäre also genöthigt, wollte man den Wettersteinkalk nicht hinzuziehen, anzunehmen, dass entweder der als Muschelkalk angesehene

Complex den ganzen Muschelkalk ausserhalb der Alpen verträte, oder es nach der Wellenkalkperiode zu keiner Sedimentbildung gekommen sei. Diese beiden möglichen Hypothesen würden aber in keiner Weise bewiesen werden können.

Die Fauna des Wettersteinkalkes ist theils so wenig bekannt, theils so fremdartig, dass man auf ihre Gesammtheit hin keinen Vergleich wagen könnte. Seit Langem wird als charakteristisches Leitfossil für den Wettersteinkalk *Gyroporella annulata* angesehen, und zwar scheint dieselbe hauptsächlich im unteren und oberen Horizont des Kalkcomplexes häufig zu sein. (Ich möchte an dieser Stelle erwähnen, dass die Gyroporellen aus den unteren, grossoolithisch ausgebildeten Schichten an Grösse und Gestalt beträchtlich von den Gyroporellen aus dem oberen Horizont abweichen und sich vielleicht bei einer näheren Untersuchung als einer anderen Art angehörig erweisen würden.) Gerade die Gattung *Gyroporella* dürfte vielleicht am ehesten einen Vergleich mit dem ausseralpinen Muschelkalk, speciell mit dem oberschlesischen, der an und für sich einen alpinen Charakter trägt, an die Hand geben. Auch hier haben wir an der Basis des Dolomit- und Kalkcomplexes im Himmelwitzer Dolomit zahlreiche und zum Theil vortrefflich erhaltene Gyroporellen, die von Reuss und Römer zu *Gyroporella annulata* gestellt, von Gümbel aber 1872 unter dem Namen *Gyroporella cylindrica* als besondere Art beschrieben wurde.

Inwiefern eine scharfe Trennung beider Arten berechtigt ist, kann ich nicht entscheiden, aber wenn wir jetzt, nachdem der Wettersteinkalk zum Muschelkalk gezählt werden musste, einen Vergleich mit dem oberschlesischen Vorkommen ziehen, so fällt uns als überraschende Thatsache in's Auge, dass die Gyroporellenzone in Schlesien in das Niveau des unteren Gyroporellenhorizontes des Wettersteinkalkes fällt. Wir haben nach Eck und Römer in Oberschlesien vom Brachiopodenkalk an gerechnet.

1. Kalkstein von Mikultschütz, dessen untere Bänke zahlreiche Brachiopoden enthalten, wie:

Terebratula vulgaris
Retzia trigonella
Spiriferina Mentzeli
Rhynchonella decurtata etc.

2. Himmelwitzer Dolomit, zum Theil grossoolithisch ausgebildet mit:

Gyroporella cylindrica
Gyroporella silesiaca

3. Weisser oder gelblicher, mergeliger Dolomit des mittleren Muschelkalkes ohne Versteinerungen.

4. Rybnaer Kalk und Dolomit, in denen *Ceratites nodosus* äusserst selten vorkommt.

In den Nordtiroler und bayrischen Alpen dagegen

1. Kalke mit Brachiopoden, wie:

Terebratula vulgaris
Retzia trigonella
Spiriferina Mentzeli
Rhynchonella decurtata etc.

und Cephalopoden.

2. Wettersteinkalk, unten oolithisch ausgebildet mit Gyroporellen, oben ebenfalls mit Gyroporellen.

Ich habe die Partnachschichten nicht mit angeführt, theils, weil in ihnen bestimmbare Fossilien nicht nachgewiesen sind, theils, weil ihre Stellung in der Schichtenfolge nach den bisherigen Beobachtungen noch nicht völlig festzustehen scheint.

Nach den Beobachtungen, die ich gemacht habe, dürften sie dasselbe Niveau wie die Zlambachschichten einnehmen, deren Lage nach den neuesten Profilen bei Mürzsteg gesichert zu sein scheint.

Wir hätten also tabellarisch zusammengestellt:

Oberschlesien nach Eck und Römer	Nordtiroler und bayerische Alpen	bei Mürzsteg
Lettenkohle	Lettenkeuper	Schiefer mit *Halobia rugosa*
1. Rybnaer Kalk u. Dolomit	Oberer Wettersteinkalk mit Gyroporellen	Hallstätter Kalk (Reiflinger Facies), unten auch lichte Kalke mit Gyroporellen
2. Weisser oder gelblicher, mergeliger Dolomit des mittleren Muschelkalkes	Partnachschichten?	Zlambachschichten
3. Himmelwitzer Dolomit, zum Theil oolithisch mit Gyroporellen	Unterer Wettersteinkalk, zum Theil oolithisch mit Gyroporellen	Dolomit mit Gyroporellen, theilweise oolithisch
4. Kalkstein von Mikultschütz mit *Terebratula vulgaris* *Retzia trigonella* *Spiriferina Mentzeli* *Rhynchonella decurtata* etc.	Kalke mit Brachiopoden, wie: *Terebratula vulgaris* *Retzia trigonella* *Spiriferina Mentzeli* *Rhynchonella decurtata* und Cephalopoden	Guttensteiner Kalke und mergelige Kalke des unteren Muschelkalkes.

Nach dieser tabellarischen Uebersicht, zu der ich auch die Schichtenfolge aus dem Mürzthaler Gebiete nach den Angaben von Mojsisovics herbeigezogen habe, möchte ich auf die Uebereinstimmung dieser Schichtenfolgen aufmerksam machen, die nach der Feststellung der unteren Keupergrenze auffallend ist. Eine weitere Besprechung der Aequivalente des Wettersteinkalkes ist nicht am Ort, da die Untersuchungen darüber nicht abgeschlossen sind und will ich mich auf diesen Vergleich beschränken, nachdem man in dem Complex des Wettersteinkalkes die Vertretung des mittleren und oberen ausseralpinen Muschelkalkes erblicken dürfte.

Beiträge zur Kenntniss der Säugethiere aus den Miocänschichten von Vordersdorf bei Wies in Steiermark.

Von **A. Hofmann.**

Mit einer Tafel (Nr. I).

Die ersten Funde von Resten miocäner Säugethiere wurden in dem Braunkohlenbecken von Vordersdorf bei Wies in Steiermark in den Siebenziger-Jahren gemacht. Es waren lose Zähne und Fragmente, welche V. Radimsky in der „Berg- und hüttenmännischen Zeitschrift für Kärnten", Jahrg. 1875 besprach und dieselben, ohne sie einer besonderen Species zuzuweisen, als dem Genus Mastodon zugehörig bezeichnete.

Später, nämlich im Jahre 1883, beschreibt von dieser Localität Vacek in „Verh. d. k. k. geol. R.-A.", pag. 94, Oberkieferfragmente von *Mastodon angustidens Cuv.*, die im k. k. Hof-Mineraliencabinete aufbewahrt werden.

Seit dieser Zeit verdanken wir der Sorgfalt des Directors Herrn Th. Steiner ausser Fragmenten von Schildkröten auch lose Zähne und Kiefer von folgenden Säugethieren:

Lutra Valetoni Geoffr.,
Mastodon angustidens Cuv.,
Palaeomeryx eminens H. v. Meyer,
Amphitragulus Boulangeri Pom.,
Hyaemoschus crassus Lart.,
Rhinoceros sp.

An dieser Stelle kann ich es nicht unterlassen, dem genannten Herrn Director Th. Steiner für seine nicht hoch genug zu schätzende Bemühung um die Rettung der paläontologischen Funde den wiederholten Dank auszusprechen und die Anerkennung seines Verdienstes um die Förderung der Wissenschaft öffentlich hervorzuheben.

Zugleich komme ich auch der angenehmen Verpflichtung nach, allen jenen Herren, die mich bei dieser Arbeit sowohl durch Ueberlassung der nöthigen Fachliteratur als auch durch die Mittheilung von erforderlichem Vergleichsmaterial unterstützten, insbesondere den Herren: Prof. Dr. K. A. v. Zittel, Prof. Dr. R. Hörnes und Dr. M. Schlosser, meinen verbindlichsten Dank auszuprechen.

Lutra Valetoni Geoffr.

Taf. I, Fig. 1.

Dieser Rest stammt aus der Braunkohle selbst; derselbe gehört dem linken Unterkieferast an und trägt ausser dem Eckzahn die Prämolare (pm_2 pm_3 pm_4) und den Reisszahn.

Der dem Reisszahn folgende Höckerzahn war ausgefallen und ist durch seine Alveole gekennzeichnet.

Dieser Kieferast stimmt mit jenem von Voitsberg, den ich kürzlich im Jahrb. d. k. k. R.-A., 1887, Taf. III, Fig. 5 abbildete, fast vollkommen überein; der Reisszahn ist an dem hier Taf. I, Fig. 1 abgebildeten vollständiger; es ist nämlich an diesem auch die Aussen- oder Hauptzacke erhalten, was bei jenem von Voitsberg nicht der Fall ist. Der Unterschied zwischen den Längen der einzelnen Prämolare und Molare ist bei beiden Resten ein geringer, wie aus der unten folgenden Zusammenstellung ersichtlich wird.

Lutra Valetoni Geoffr. von:	pm_2	pm_3	pm_4	Reisszahn
Voitsberg	6·2	7·5	8·6	12·0 Mm.
Vordersdorf	7·0	8·2	9·4	12·5 Mm.

Es besitzt also die *Lutra Valetoni* von Vordersdorf im Ganzen etwas stärkere Zähne.

Auch der Kieferkörper ist bei derselben etwas massiver, im ähnlichen Verhältnisse wie es sich auch bei den Unterkieferästen unserer *Lutra vulgaris* beobachten lässt.

Mastodon angustidens Cuv.

Die Reste dieser Art, kommen am häufigsten vor, so wie es auch in den Nachbarrevieren Wies und Eibiswald früher der Fall war.

Ich hatte Gelegenheit ein Unterkieferfragment, das einem erwachsenen Individuum angehörte, und den letzten und vorletzten Molar trägt, ferner Fragmente von Oberkiefermolaren und ein Bruchstück des oberen, rechten Stosszahnes zu untersuchen.

Dieselben stimmen mit *M. angustidens Cuv.* anderer Localitäten vollkommen überein.

Palaeomeryx eminens H. v. M.

Von dieser Art liegt mir nur ein Fragment des rechten Unterkieferastes vor, mit einem stark beschädigten ersten Molar.

An der wohlerhaltenen Aussenseite des vorderen Halbmondes dieses Backenzahnes ist die stark entwickelte Palaeomeryxfalte sichtbar; die Dimensionen sind nahezu die gleichen, wie jene des ersten Backenzahnes auf Tafel IX, Fig. 1 in Fraas' „Fauna von Steinheim", sowie auch eines Restes von Göriach, der mir von Prof. Dr. R. Hörnes anvertraut wurde. Die Schmelzschicht zeigt eine feine, kaum bemerkbare Runzelung, im Gegentheile zu jener anderer Localitäten, wo man eine starke Runzelung beobachten kann, wie z. B. an den Zähnen von Göriach.

Der Basalhügel zwischen dem vorderen und hinteren Halbmonde ist stark entwickelt.

Die Länge dieses Backenzahnes m_1 misst über 20 Millimeter und die Höhe des Kieferkörpers unter diesem Zahne 37 Millimeter.

Amphitragulus Boulangeri Pom.

Taf. I, Fig. 2, 3.

Die mittelgrossen und kleinen Cerviden der Miocänzeit wurden von H. v. Meyer als *Palaeomeryx medius*, *P. minor* und *P. pygmaeus* ohne Beschreibung und ohne Abbildung bezeichnet: es geschah dies in Form von „Mittheilungen an Prof. Bronn gerichtet“ im „Neuen J. f. Min., G. u. Petref.“, 1838 und 1843. Mir war es möglich, theils die Originale, theils die naturgetreuen Handzeichnungen H. v. Meyer's im Münchener Museum zum Vergleiche benützen zu können.

Der mir vorliegende Unterkiefer von Vordersdorf jedoch stimmt mit keiner dieser angeführten Arten des deutschen Miocäns überein, er ist zu klein und zugleich zu massiv gebaut, um denselben mit irgend einer dieser Arten identificiren zu können. Es ist auch bei der Annahme dieser eingangs erwähnten Arten einige Vorsicht anzurathen, da dieselben zum Theil auf einzelne Kieferfragmente gegründet wurden und überdies unter den Originalbestimmungen selbst, sich bedenkliche Differenzen ergeben, die auf Vereinigung verschiedener Arten zu einer Sammelspecies schliessen lassen, wie aus Schlosser's Mittheilung „Die Palaeomeryxarten“ [1]) erhellt; nach Schlosser umfasst der *Palaeomeryx pygmaeus H. v. M.* drei verschiedene Arten von verschiedener Grösse. Da bei unserem Unterkiefer aber die Details betreffs des Zahnbaues und der Zahnoberfläche, besonders der Innenwand, der Rütimeyer'schen Beschreibung des Genus Amphitragulus [2]) recht gut entsprechen und weiters auch die Grössenverhältnisse sowohl der Zähne als auch des Kieferkörpers selbst, mit *Amphitragulus Pomeli* und *A. gracilis* (Filhol, Ann. du géol., Vol. XI, pl. 19) besser übereinstimmen, als mit irgend einer der bekannten Palaeomeryxarten, so hege ich keine Bedenken, diesen Rest einstweilen dieser Art zuzuweisen, bis uns Schädelreste eines Besseren belehren sollten.

Der auf Taf. I, Fig. 3, abgebildete linke Kieferast trägt vier Prämolare, von den Molaren jedoch ist nur der erste und zweite vorhanden; der letzte fehlt.

Im Allgemeinen sind sämmtliche Zähne sehr niedrig, glatt, ohne jede Runzelung, alle Rippen und Kanten abgerundet, besonders die Innenflächen der Molare, wodurch die Innen- und Aussenflächen an jene von Hyaemoschus erinnern.

Der erste einwurzelige, sehr kleine Prämolar, von dem nur die Innenseite vorliegt, steht isolirt, drei Millimeter vom zweiten Prämolar entfernt. Die diesem Zähnchen folgenden drei Prämolare sind dreizackig, auf ihre Kürze sehr breit, wodurch sie massiv erscheinen.

Beim pm_2 ist die Vorderkante schneidend und bildet nur am äussersten Vorderende eine Falte; die Hinterkante, die längere von beiden, zeigt eine verschwommene Gabel.

Der dritte Prämolar ist ähnlich dem pm_2, jedoch schwillt die Innenrippe der Hauptzacke bedeutend an und die Hinterkante theilt

[1]) Morpholog. Jahrb. 12.

[2]) Rütimeyer, Natürl. Gesch. der Hirsche, pag. 93.

sich etwa in ihrer Mitte, indem nach innen und aussen je ein Ast herabläuft.

Der letzte, vierte Prämolar zeichnet sich durch die sehr entwickelte Hauptfalte aus, welche die ganze Breite des Zahnes erreicht; die Vorder- und Hinterkante sind sehr deutlich nach Innen gegabelt.

Die niederen und massiven Molare sind glatt; der Basalwulst am Vorderhalbmond ist sehr entwickelt, so auch die zwischen beiden Halbmonden niederen Basalwarzen. Ausserdem zeigt der zweite Molar an der Hinterseite seines vorderen Halbmondes zwar eine sehr abgenützte, aber mit der Lupe vollkommen erkennbare Palaeomeryxfalte. Die Innenwand beider dieser Backenzähne ist gewölbt, ohne Mittelrippe, glatt, ähnlich wie bei Hyaemoschus.

Vom letzten Molar sind nicht einmal die Alveolen vorhanden gewesen, er dürfte gänzlich ausgeblieben sein; da dieser Rest, nach der starken Abnützung der Zähne zu schliessen, sicher von einem älteren Thiere stammt, so hielt ich es für unnütz, nach diesem Zahne durch Oeffnen des Kiefers zu suchen. Der Kiefer ist in nat. Grösse auf Taf. I, Fig. 3 und Fig. 2 abgebildet und es erübrigt mir nur noch die wichtigsten Dimensionen anzuführen; zugleich setze ich auch noch einige Maasse der diesem am nächsten stehenden bereits beschriebenen Arten von anderen Localitäten hinzu.

Alle Maasse sind in Millimetern ausgedrückt.

	pm_1	pm_2	pm_3	pm_4	m_1	m_2	m_3
Amphitragulus Pomeli Filh. Ann. sc. pl. 16, Fig. 1—3, pag. 62	1·5	6·0	7·0	7·2	7·0	8·0	10·5
Amphitragulus Boulangeri Pom., l. c. pag. 64 . . .	2·0	5·4	5·5	6·2	7·0	8·0	12·0
Linker Unterkieferast von Vordersdorf	2·5	5·0	6·4	6·8	7·5	9·0	—

Vergleicht man die Dimensionen der zwei Arten, *Amphitragulus Pomeli* und *Amphitragulus Boulangeri*, so ergeben sich so kleine Differenzen, dass bei gleichem Zahnbau kein Grund vorliegt, eine Artentrennung vorzunehmen.

Lydekker, „Catal. of the fossil M.", pag. 130, vereinigt mit Recht beide Arten zu *A. Boulangeri*; er stellt aber auch alle eingangs erwähnten von H. v. Meyer aufgestellten Palaeomeryxarten provisorisch hierher, wobei er die Bemerkung nicht unterlässt, dass erst Schädelreste entscheiden können, ob dieselben den hornlosen oder horntragenden Wiederkäuern angehören.

Unser Rest stimmt recht gut mit *Amphitragulus Boulangeri* betreffs der Grössenverhältnisse und auch im Zahnbaue, so weit es möglich ist, nach so mangelhaften Abbildungen, wie jene von Filhol, einen Vergleich anstellen zu können.

Die Grössenunterschiede des Restes von Vordersdorf mit jenem von *Amphitragulus Boulangeri* ergeben ähnliche Verhältnisse, wie etwa die beiden Arten *Amphitragulus Pomeli* und *A. Boulangeri* unter sich.

Auch der Kieferkörper stimmt in seiner Form und Grösse mit den französischen Arten recht gut überein.

Hyaemoschus crassus Lart.

Taf. I, Fig. 4, 5.

Von dieser Art liegt mir ein linker Unterkieferast mit der ganzen vorzüglich erhaltenen Molar- und Prämolarreihe vor. Dieses Stück von seltener Schönheit wurde, sowie auch der vorher erwähnte Rest von Amphitragulus, von Herrn Director H. Höfer der Sammlung der k. k. Bergakademie geschenkt.

Dieser Kiefer ist von besonderem Interesse, da er von einem erwachsenen, älteren Thiere herstammt. Er gleicht jenem Reste, den Kaup in seiner „Description d'ossements foss. de mammifères etc., 5. cah." als *Dorcatherium Naui K.* bezeichnete und auf Taf. XXIII, Fig. 1 und Taf. XXIII *A* abbildete.

Im grossen Ganzen ist der Erhaltungszustand ein zufriedenstellender, obzwar der Kieferkörper durch den Druck einige kleine Deformationen erlitt, die jedoch unbedeutend sind. Der zweite, nämlich der rechte Kieferast, von demselben Thiere, wird im Hof-Mineraliencabinete in Wien aufbewahrt.

Den hier abgebildeten präparirte ich aus einem graulichen, stellenweise bituminösen, feinkörnigen Sandsteine heraus, — der in Wien deponirte ist jedoch in demselben noch eingebettet.

Einen Vergleich des Kieferkörpers mit den jetzt lebenden Vertretern der Tragulina wäre wünschenswerth gewesen. Leider fehlte mir das recente Vergleichsmaterial vollständig.

Nach dürftigen, in einem stark reducirten Maassstabe oder ohne Angabe eines solchen verfertigten Abbildungen jedoch Schlüsse zu ziehen, damit wäre nichts erreicht, weshalb ich es lieber unterlasse, derlei Vergleiche anzustellen.

Die vollständige, mit vier Prämolaren versehene Zahnreihe will ich kurz beschreiben, da ich in einer baldigst erscheinenden Arbeit noch weitere Reste dieser Art aus dem Miocän der Steiermark näher zu besprechen gedenke, die wieder andere Eigenthümlichkeiten und Usurstadien zeigen. Sämmtliche Prämolare sind dreizackig, mehr oder weniger schneidend, die Mittelrippe stets dominirend.

Der erste Prämolar ist einwurzelig, die Vorder- und Hinterzacke sehr untergeordnet, nur durch die innere Faltung des Schmelzbleches ausgeprägt; er schliesst an den nächstfolgenden zweiten Prämolar direct an. Dieses Zähnchen fehlt bei den meisten Funden dieser Art, die ich aus dem Miocän der Steiermark in die Hände bekam.

Der zweite und der dritte Prämolar zeigen fast gleiche Formen; beide sind dreizackig, nur ist der Vorderzack des pm_3 durch die weit vorgeschrittene Abnützung nicht mehr schneidend wie bei pm_2.

Der vierte Prämolar verlor durch die Abkauung die beiden Zacken, nur innen sind dieselben noch deutlich von der Mittelrippe durch die Thäler abgeschieden.

Bei diesem Zahn ist die, bei frischem pm_4 sonst tiefe Innenfalte nur durch die Umsäumung der Schmelzbleche wahrnehmbar, sie ist total abgetragen, Taf. I, Fig. 4.

Die Molare entsprechen, sowie auch die bereits erwähnten Prämolare vollkommen der präcisen Charakteristik, die Rütimeyer in „Natürliche Geschichte der Hirsche" in ausführlichster Weise aufstellt.

Die Molare trotz ihrer grossen Abnützung sind noch deutlich stumpfkegelförmig, besonders die Innenhügel; auch fehlt die Längsrunzelung ebensowenig wie die Schmelzwülste an der Vorder- und Rückseite der Zähne und zwischen dem Vorder- und Hinterhalbmond die Basalzäpfchen. Die Innenwand ist glatt, wie polirt.

Die ganze Zahnreihe des Unterkiefers misst mit Ausschluss pm_1, in toto und nicht nach den einzelnen Zähnen gemessen, 78·2 Millimeter, inclusive pm_1 84·7; die Prämolarreihe 44·6 (mit pm_1)[1]), die Molarreihe 40·1 Millimeter.

Die Unterkieferreihe an dem Kaup'schen Exemplar misst nach Rütimeyer, l. c. pag. 77 (nicht nach den einzelnen Zähnen gemessen), 74 Millimeter ohne pm_1, 78 Millimeter mit Einschluss des isolirten pm_1; die Prämolarreihe (ohne pm_1) :6, die Molarreihe 40 Millimeter.

Die Dimensionen der einzelnen Zähne betragen in Millimetern.

	pm_1	pm_2	pm_3	pm_4	m_1	m_2	m_3
(Dorcatherium Naui K.) Kaup Description d'ossements foss. pag. 98 Länge . . .	3·0	10·0	11—11·5	11·5	11—12·0	11—13·5	17—19
Breite . . .	2·0	4·0	4—4·5	4—5·5	6·5—8	7·5—8	9·0
Hyaemoschus crassus Lart. Vordersdorf Länge . . .	5·2	12·1	12·4	11·5	10·3	11·2	18·6
Breite . . .	3·9	3·8	4·5	5·4	7·5	8·5	9·6

Rhinoceros sp.

Von dieser Art kann nur ein Fund verzeichnet werden; derselbe besteht aus zwei Unterkieferästen eines kleinen Rhinoceros, und zwar im Milchgebiss nebst einigen Fragmenten von Zähnen des Oberkiefers.

Da mir aber ein grösseres Material zugesagt wurde, so unterlasse ich einstweilen die Besprechung und Abbildung, um seinerzeit in einem Nachtrage vollständigeren Bericht liefern zu können.

[1]) Die Entfernung zwischen pm_3 und pm_4 1·3 Millimeter.

Erklärung der Tafel Nr. I.

Alle Abbildungen sind in nat. Grösse gezeichnet.

Fig. 1. *Lutra Valetoni Geoffr.*, linker Unterkieferast von Aussen.
„ 2. *Amphitragulus Boulangeri Pom.* Zahnreihe des linken Unterkieferastes von oben.
„ 3. „ „ „ Linker Unterkieferast von Aussen.
„ 4. *Hyaemoschus crassus Lart.* Zahnreihe des linken Unterkieferastes von oben.
„ 5. „ „ „ Linker Unterkieferast von Aussen.

Alle Originalien und besprochenen Reste stammen von Vordersdorf und befinden sich in der Sammlung der k. k. Bergakademie in Leoben.

Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen.

I. Theil.

Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge und dem Nordrande.

Von Dr. **Victor Uhlig.**

Mit einer Tafel (Nr. II).

I. Einleitung.

Im Anschlusse an die im Jahre 1882 durchgeführte geologische Aufnahme in den galizischen Karpathen, über welche ich im Jahrbuche 1883, pag. 444—560, Bericht erstattet habe, wurden mir von der Direction der k. k. geologischen Reichsanstalt in den Jahren 1883, 1884 und 1885 weitere Gebiete zur näheren Untersuchung zugewiesen, welche verschiedene Theile der westgalizischen Karpathen vom Nordrande dieses Gebirges bis zum Nordfusse der hohen Tatra umfassen. Ich habe bereits Gelegenheit gehabt, mehrere Reiseberichte, kürzere Aufsätze und eine kleinere paläontologische Arbeit über diese Gegenden zu veröffentlichen; dagegen fehlte bis jetzt ein abschliessender Bericht, welcher in den folgenden Blättern niedergelegt werden soll.

Bevor ich auf die nähere Beschreibung eingehe, sei mir gestattet, einige Worte über den Verlauf meiner Untersuchungen und die allgemeine Lage und Begrenzung der zu besprechenden Gebirgstheile vorangehen zu lassen. Im Sommer 1883 bestand meine Aufgabe in der Aufnahme der östlichen Hälfte der folgenden drei Blätter der Specialkarte im Maassstabe von 1 : 75.000: Zone 6, Col. XXIV Pilzno und Ciężkowice, Zone 7, Col. XXIV Grybów und Gorlice, Zone 8, Col. XXIV Bartfeld und Muszyna. Im folgenden Jahre erhielt ich das Blatt Zone 6, Col. XXIII Bochnia-Czchów und die westliche Hälfte der Blätter Zone 7, Col. XXIII Neu-Sandec und Zone 8, Col. XXIII Szczawnica-Lublau

zugewiesen, mit dem Bemerken, dass sich die Untersuchung innerhalb der das letztgenannte Blatt durchziehenden Klippenzone auf die Klippenhülle zu beschränken habe. Im dritten Jahre (1885) endlich war ich mit der Detailaufnahme der Blätter Zone 8, Col. XXIII Szczawnica-Lublau und Zone 8, Col. XXII Neumarkt-Zakopane betraut.

Der umfangreiche Stoff, der das Ergebniss dieser Aufnahmen bildet, wird in zwei Theilen zur Darstellung gebracht werden, von denen der erste, in diesem Hefte enthaltene, die Mittheilungen über die Sandsteinzone vom Nordrande bis zur penninischen Klippenlinie umfasst, während der zweite die genannte Klippenlinie und die Tatra zum Gegenstande haben und im folgenden Hefte dieses Jahrganges des Jahrbuches erscheinen wird.

Die geologische Aufnahme der Sandsteinzone war mit erheblichen Schwierigkeiten verbunden, und zwar theils mit solchen, die in der Natur der Sache begründet sind, theils und vorwiegend mit solchen, die sich aus der allzu knapp bemessenen Arbeitszeit ergaben. Wenn auch manche unumstössliche Daten und durch Versteinerungsfunde sichergestellte Deutungen gewonnen wurden, so war es doch nicht zu vermeiden, dass wieder andere Fragen einer völlig befriedigenden Lösung noch nicht zugeführt werden konnten.

Vor Abfassung dieses Berichtes musste ich mich entscheiden, ob ich mich unter Vernachlässigung der Einzelheiten auf die Mittheilung der sicheren Ergebnisse beschränken, oder auch die wesentlichsten Detailbeobachtungen in die Darstellung aufnehmen solle. Der erstere Weg wäre ohne Zweifel der mühelosere und für mich dankbarere gewesen, ich hätte eine Arbeit vorlegen können, die mehrfache neue Daten in knapper und bequemer Form vorbringt und eine solche hätte wahrscheinlich auf eine günstigere Aufnahme rechnen können, als dieser umfangreiche Bericht. Da aber gerade in einem wenig bekannten Gebiete, wie das zu beschreibende, Detailbeobachtungen höchst wichtig und namentlich für nachkommende Geologen auch dann von grossem Werthe sind, wenn sie augenblicklich ziemlich bedeutungslos erscheinen, glaubte ich das Detail nicht gänzlich unterdrücken zu sollen. Ich hoffe dadurch der Sache besser gedient und meine Aufgabe vollkommener erfüllt zu haben, als durch gedrängte Wiedergabe der allgemeineren Resultate.

Um die Benützung der Arbeit zu erleichtern, wurden getrennt vom Detail möglichst zahlreiche Zusammenfassungen versucht und eine geologische Uebersichtskarte entworfen, welche aber leider erst dem II. Theile beigegeben werden kann. Bei den Detailbeschreibungen wurden die officiellen österreichischen Aufnahmskarten im Maassstabe von 1 : 75.000 und 1 : 25.000 als Grundlage benützt, in denen all die topographischen Einzelheiten enthalten sind, auf die im Texte Bezug genommen wird. Es bedarf wohl keiner besonderen Rechtfertigung, dass manche Ausscheidungen, die in den Originalaufnahmskarten [1]) enthalten sind, in der Uebersichtskarte zusammengezogen wurden, und dass ferner einzelne Ausscheidungen, die in Wirklichkeit

[1]) Dieselben sind durch Handzeichnung vervielfältigt im Wege des Buchhandels oder durch directen Bezug von der k. k. geologischen Reichsanstalt erhältlich.

nur geringe Flächen einnehmen, aber geologisch wichtig sind, in etwas übertriebener Weise zur Darstellung gelangt sind.

Die obgenannten Theile der Sandsteinzone, deren Kartirung meine officielle Aufgabe war, fassen von O. und W. her Gegenden ein, welche Herr Chefgeologe Bergrath C. M. Paul zu bereisen hatte, und über welche er bereits Bericht erstattet hat.[1] Da ich auch in diesem Gebiete Excursionen zu machen in der Lage war, die theils über Aufforderung des Herrn Bergrath Paul, theils aus verschiedenen zwingenden Gründen unternommen wurden, so kann ich mit Ermächtigung des genannten Herrn Chefgeologen auch diese Gegenden in die Beschreibung aufnehmen.

Die Anordnung des Stoffes ist folgende:

1. Einleitung.
2. Orographische und hydrographische Bemerkungen.
3. Literatur.
4. Detailbeschreibung.
   A. Der Miocänsaum am Nordrande der Sandsteinzone.
   B. Das Hügelland.
   C. Das Bergland.
5. Uebersicht der ausgeschiedenen Schichtgruppen und Facies.
6. Wichtigste Ergebnisse über die Verbreitung der ausgeschiedenen Schichtgruppen, die Tectonik und die geologische Geschichte des untersuchten Gebietes.

II. Orographische und hydrographische Bemerkungen.

Wie ich schon zu wiederholtenmalen in Reiseberichten und bei Vorlage geologischer Karten hervorzuheben Gelegenheit gehabt habe, zerfällt die Sandsteinzone Westgaliziens orographisch in zwei verschiedene Gebiete. In ihrem nördlichen Theile stellt sie sich als ein flach welliges Mittelgebirge oder Hügelland dar, welches ich in Ermanglung einer anderen zusammenfassenden Benennung als Vorkarpathen und vorkarpathisches Hügelland[2] bezeichnet habe. Erst südlich davon erreicht die Sandsteinzone grössere Höhen und macht in diesem Theile den Eindruck eines wahren Gebirges. Für die östliche Partie dieses letzteren habe ich mich in früheren Arbeiten der vorläufigen Bezeichnung „Saros-Gorlicer Gebirge“ bedient.

Auf die weiter westlich gelegene Fortsetzung dieser Bergzüge passt jedoch dieser Name nicht mehr. Da es nicht meine Aufgabe ist, eine durchgreifende orographische Gliederung der ganzen westgalizischen Sandsteinzone zu liefern, so glaube ich am besten zu thun, wenn ich zum Zwecke der vorliegenden Localbeschreibung die beiden orographisch verschiedenen Gebiete als

vorkarpathisches Hügelland
und karpathisches Bergland

---

[1]) Verhandl. geol. R.-A. 1884, pag. 164—168.

[2]) Verhandl. geol. R.-A. 1883, pag. 216 (Vorkarpathen). — Verh. geol. R.-A. 1884, pag. 34 (vorkarpathisches Hügelland).

einander gegenüberstelle. Diese Bezeichnungsweise scheint mir den bestehenden orographischen Gegensätzen kurz und bündig Ausdruck zu verleihen und dürfte kaum den Vorwurf herausfordern, die Terminologie in unbegründeter Weise zu belasten.

Die Grenze zwischen dem Hügellande und dem Berglande folgt in der Richtung von OSO. nach WNW. ungefähr der Linie, die durch die Lage der Ortschaften Dukla, Zmigród, Gorlice, Grybów, Mogilno, Michalczowa, Rajbrot, Rzegocina bezeichnet wird. Im östlichen Theile, zwischen den Städtchen Dukla und Gorlice ist die Grenze recht scharf, zwischen Gorlice, Grybów und Rzegocina ist sie dagegen schon etwas verwischt. Diese orographische Verschiedenheit findet in der geologischen Zusammensetzung ihre Erklärung. Im Hügellande herrschen in dem am Aufbau des Gebirges vorwiegend betheiligten Alttertiär, die leicht verwitterbaren, mürben Kugelsandsteine und Ciężkowicer Sandsteine, die weichen, thonigen Bonarówka-Schichten und die noch leichter verwitterbaren oberen Hieroglyphenschichten; im Berglande dagegen die harten, gegen den Einfluss der Verwitterung widerstandsfähigeren Magurasandsteine. Obgleich die Faltungserscheinungen im Berglande, wie wir später sehen werden, eher kleiner sind, wie im Hügellande, zeigt das Terrain daselbst in Folge dieser Verschiedenheit der Zusammensetzung grössere Höhen und steilere Böschungen.

Sowohl im Hügel- wie im Berglande lassen sich einzelne, besser individualisirte Höhenzüge ausscheiden, wie dies schon früher hervorgehoben werden konnte. [1]) An den Helm-Czarnorzeki-Zug, der von Sanok in Mittelgalizien bis Brzostek in Westgalizien auf eine Länge von ungefähr 76 Kilometer verfolgt werden konnte, schliesst sich westlich von der Wisloka der Kokoczzug an. Er hat ein nahezu ostwestliches Streichen, mit geringer Abweichung gegen Norden, erscheint nicht mehr sehr scharf individualisirt und stark verschmälert. Die grösste Höhe erreicht er im Kokoczberge mit 441 Meter. Bei Poremba an der Biala, südlich von Tarnów gelangt der Kokoczzug am Bialaflusse zum Ausstreichen, nordwestlich davon breitet sich die Biala-Dunajecterrasse und die Diluvialebene aus.

Der weiter südlich gelegene kurze Liwoczzug, welcher am Liwocz selbst ein von SO. nach NW. gerichtetes Streichen aufweist, findet in einer Reihe höherer Berge seine Fortsetzung, deren Streichen ein ungefähr ostwestliches ist, und die sich von der nördlichen und südlichen Umgebung bei einer durchschnittlichen Höhendifferenz von circa 100 Meter, ebenfalls ziemlich gut abheben. An den Liwocz schliesst sich an der Rysowany kamien (427 Meter), die Wiszowa (409 Meter), der Kowalowy (508 Meter), Dobrotyn (517 Meter), die Brzanka (538 Meter). Dieser Höhenzug erreicht zwischen Gromnik und Tuchów den Bialafluss und findet seine Fortsetzung mit mehr nordwestlichem Streichen in der Gruppe des Wał (526 Meter).

Westlich von der Biala, zwischen diesem Flusse und der Raba lassen sich im Hügellande deutlicher gesonderte Bergzüge nicht unterscheiden, das ganze Gebiet besitzt ein ziemlich gleichförmiges Gepräge.

---

[1]) Jahrbuch d. geol. R.-A. 1883, XXXIII, pag. 444, 445.

Auch in dem bis zur Klippenlinie reichenden Berglande machen sich orographische Unterschiede geltend. In seinem südlichen Theile bildet es ein zusammenhängendes, der südlichen Klippenlinie paralleles Band höherer, wenig gegliederter, bewaldeter Berggruppen, welche vom Poprad und Dunajec in mächtigen Querthälern durchbrochen werden, aber mit wenigen Ausnahmen keine deutlichen Längsthäler enthalten. Die Sandsteinzone, welche von Norden gegen Süden an Höhe zunimmt, erreicht hier ihre grössten Erhebungen (Minczol 1055 Meter, Nad Kamieniem 1083 Meter, Radowa 1265 Meter, Skalki 1168 Meter, Lubien 1211 Meter, Górcz 1229 Meter, Niedzwidza 1311 Meter). Die westliche Fortsetzung dieses Zuges bildet die Babia góra mit 1725 Meter auf dem von den Herren Chefgeologen C. M. Paul und E. Tietze aufgenommenen Blatte Maków-Podvilk.

Der nördliche Theil des Berglandes nimmt eine ganz abweichende orographische Gestaltung an, welche lebhaft an die ostgalizischen Karpathen erinnert. Meilenlange, oft sehr schmale Bergzüge aus Magurasandstein, welche fast genau linear von SO. nach NW. streichen, wechseln mit gleichlaufenden Thalniederungen, welche ausgezeichnete Längsthäler bilden und aus alttertiären Schiefern zusammengesetzt sind. Die Flüsse benützen diese Längsthäler zumeist nur eine Strecke weit, durchbrechen dann die benachbarten Sandsteinrücken in kurzen Querthälern, um dann wieder in der nächstfolgenden Längsdepression ihren weiteren Verlauf zu suchen. Auf diese Weise geschieht es, dass ein und dasselbe Längsthal der Reihe nach von verschiedenen Flüssen benützt wird, die dann durch niedere, von einem Sandsteinrücken quer über das Längsthal zum anderen Rücken verlaufende Sättel in verschiedene Partien abgetheilt werden.

Die europäische Wasserscheide, die auf diesem Blatte zum grössten Theile zugleich die politische Grenze zwischen Galizien und Ungarn bildet, zeigt in diesem Gebiete einen eigenthümlichen Verlauf. Vom Wirthshause Dujava nahe an der Ostgrenze des Blattes, an der Strasse Gorlice-Bartfeld folgt die Wasserscheide eine Strecke weit dem Streichen des Sandsteinrückens des Beskidek, verquert sodann mehrere Schiefer- und Sandsteinzonen bis nach Blechnarka und geht hier wieder eine Strecke weit (an 7 Kilometer) im Streichen über den Sandsteinrücken des Javor und den Cigelkakamm [1]), dann geht sie abermals auf kurze Strecken bald im Streichen, bald quer auf dasselbe, bis sie bei Tylicz abermals ungefähr 5·6 Kilometer weit dem Streichen des Magurasandsteinrückens der Polanka und Ciganki folgt. Von da an nähert sich die europäische Wasserscheide quer über die breite Sandsteinmasse nördlich von der Klippenlinie dem Popradflusse immer mehr und mehr und geht auf das ungarische Gebiet über. Sie verläuft daher bald über Sandstein-Höhenrücken parallel dem allgemeinen Gebirgsstreichen, bald verquert sie natürliche Längsthäler, von denen der südliche Theil dem Wassergebiete der Topla und damit der Donau, der nördliche dem des Poprad und damit der Weichsel angehört. Denselben Charakter besitzt die europäische Wasserscheide östlich über den Duklapass hinaus bis zum Kamien.

[1]) Zwischen Javor und Cigelkakamm ist der Sandstein an einer Stelle bis auf das Liegende denudirt, was jedoch für die hier besprochenen Verhältnisse unmassgeblich ist.

Die Magurasandsteinrücken im nördlichen Theile des Berglandes erreichen nur an wenigen Punkten die Höhe von 1000 Meter (Lackowa 999, Buszów 1010), meist schwankt ihre Höhe zwischen 750 und 900 Meter. Die Längsthäler zeigen in ihren Secundärsätteln Höhen, die in der Regel 650 Meter nicht übersteigen.

Sowohl das Hügelland, wie das Bergland verschmälern sich schrittweise von Osten nach Westen. In Mittelgalizien hat das karpathische Hügelland eine sehr beträchtliche Breite, schon im Meridian von Tarnów scheint es bedeutend verschmälert und noch weiter westlich, zwischen Bochnia und Rzegocina, hat es nur mehr die Breite von ungefähr 18 Kilometer. Westlich von Rzegocina verläuft die Grenze zwischen Hügelland und Bergland, den Karten des militärgeographischen Institutes gemäss, in der Richtung gegen Myslenice-Landskron-Kalwarya, das Hügelland nimmt hier bei Andrychau und Kenty bei vorgeschrittener Verschmälerung als selbstständiges Gebiet sein Ende. In ähnlicher Weise vollzieht sich gleichzeitig die Verschmälerung des Berglandes, die aber nur auf Kosten der nördlichen Bergzüge und -Gruppen geschieht, das Band höherer Berge, parallel der südlichen Klippenlinie (Minczol-Babia góra), behält seine Breite ungeschmälert bei. Die Zone von schmalen linearen Bergzügen, welche der Gegend südlich von Gorlice und Grybów ein so auffallendes Gepräge verleihen, verschwindet gegen W. allmälig und an ihre Stelle treten westlich von Limanowa, im Gebiete des von Bergrath Paul aufgenommenen Kartenblattes Rabka-Tymbark, mehr rundlich begrenzte, isolirte Berggruppen.

Die wichtigsten Flüsse dieses Gebietes sind von Osten nach Westen die Wisloka mit ihrem Hauptnebenfluss Ropa, die Biała, der Poprad (Popper), der Dunajec und die Raba. Der Poprad entspringt, wie bekannt, südlich vom Hauptkamm der Tatra und durchschneidet das ganze Sandsteingebirge östlich von der hohen Tatra. Der Dunajec, nördlich von der Tatra abfliessend, hat mehrmals die Klippenlinie zu durchbrechen und nimmt nach Durchschneidung der südlichen Partie des Berglandes den Poprad bei Alt-Sandec auf. Zwischen Alt- und Neu-Sandec erweitert sich der diluviale und alluviale terrassirte Thalboden des Dunajec und bildet hier eine Ebene, deren Untergrund höchstwahrscheinlich durch miocäne Ablagerungen gebildet wird.

Die genannten Flüsse bewegen sich fast in ihrer ganzen Erstreckung quer auf das Gebirgsstreichen, sie bilden echte Querthäler, nur auf kurze Strecken hin folgen sie in Längsthälern dem Gebirgs- und Schichtstreichen, wie z. B. der Dunajec zwischen Łącko und Jazowsko und zwischen Czchów und Zakliczyn, die Ropa und Biała in ihrem Oberlaufe. Die Raba fällt in ihrem Laufe fast gänzlich der Gegend westlich von meinem Aufnahmsterrain zu, welche Herr Chefgeologe Dr. Tietze zu kartiren hatte, ein Theil meines Gebietes gehört jedoch in das Wassergebiet dieses Flusses.

Den eigenthümlichen Verlauf des Nordrandes der Sandsteinzone und die Assymmetrie der Thalböschungen beim Austritte der Flüsse aus dem Gebirge in die Ebene habe ich in einem kleinen Aufsatze besonders besprochen. [1])

[1]) Verhandl. geol. R.-A. 1885, pag. 291.

III. Literatur.

Ueber den zu beschreibenden Theil der Sandsteinzone liegt eine verhältnissmässig reichliche Literatur vor. Zur Zeit, als sich die Geologie der Karpathen in den ersten Stadien befand, haben sich die Forscher, angezogen durch die altberühmten Salinen Wieliczka und Bochnia, durch die Nähe der hohen Tatra und der Klippenzone mit Vorliebe dieser Gegend zugewendet und ein grosser Theil jener auf den Karpathensandstein bezugnehmenden Arbeiten aus dieser Zeit sind auf Beobachtungen gegründet, die in diesem Gebiete gewonnen wurden. Wie es für die damalige Zeit ganz naturgemäss war, ging man zunächst von den Centralkernen und der fossilreichen Klippenzone aus, um diese kennen zu lernen und von da aus die schwierige Frage nach dem geologischen Alter des Karpathensandsteines zu lösen. Die älteren Arbeiten verbreiten sich daher fast ausnahmslos über grosse Gebiete von den Centralkernen bis zum Nordrande, sind sehr allgemein gefasst und enthalten nur wenig Detailbeobachtungen. Da diese älteren Arbeiten in dem Literaturverzeichnisse des zweiten Theiles dieses Berichtes enthalten sein werden, so glaube ich, um Wiederholungen zu vermeiden, die Aufzählung derselben hier unterlassen zu können. Wo in den folgenden Zeilen auf einzelne Mittheilungen der älteren Literatur zu verweisen sein wird, werden Citate nicht unterbleiben.

Viel häufiger wird natürlich auf die neuere Literatur Bezug zu nehmen sein. Für den südöstlichsten Theil des Aufnahmsgebietes ist von Bedeutung Paul's Arbeit über das Saroser Comitat [1]), für das Gebiet von Krynica, dessen Aufnahmsbericht [2]) und für einzelne allgemeine Fragen, dessen Aufsatz über die neueren Fortschritte der Karpathensandsteingeologie [3]) und seine Notiz „Zur Geologie der westgalizischen Karpathen". [4]) Den Nordrand hat Niedzwiedzki [5]) zum Gegenstande eingehender Studien gemacht und im nördlichen Theile des Berglandes haben L. Szajnocha [6]), H. Walter und E. v. Dunikowski [7]) gearbeitet. Von mir selbst rührt neben einer paläontologischen Arbeit eine Reihe kleinerer Aufsätze her, die nur provisorische Bedeutung hatten und durch diesen Bericht überholt erscheinen. [8])

---

[1]) Jahrbuch geol. R.-A. 1869, XIX. Bd., pag. 265—279.

[2]) Verhandl. geol. R.-A. 1884, pag. 164—168.

[3]) Jahrbuch geol. R.-A. 1883, XXXIII. Bd., pag. 659—690.

[4]) Verhandl. geol. R.-A. 1886, pag. 134.

[5]) Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. I., II., III. Th. Lemberg 1884. Zur Kenntniss der Fossilien des Miocäns bei Wieliczka und Bochnia. Sitzungsber. Akad. Wien 1886, 94. Bd., pag. 14.

[6]) Vorlage der geol. Karte der Gegend von Gorlice. Verhandl. geol. R.-A. 1880, pag. 304. Geologische Karte der Gegend von Jaslo und Krosno. Verhandl. 1881, pag. 342. Studya geologiczne w karpatach Galicyi zachodniej. II. Okolica Gorlic, Jasła i Krosna. Lemberg, „Kosmos", 1886.

[7]) Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpathen. Wien 1883. 100 Seiten mit einer geol. Karte und Profiltafeln. In polnischer Sprache mit einigen Modificationen erschienen unter dem Titel: Geologiczna Budowa naftonosnego obszaru Zachodnio-Galicyiskich karpat. Lemberg, „Kosmos", 1883. Das Petroleumgebiet der galizischen Westkarpathen. Verhandl. 1884, pag. 20.

[8]) Vorkommen von Nummuliten in Ropa in Galizien. Verhandl. 1882, pag. 71. Reiseberichte aus Westgalizien. I. Die Vorkarpathen südlich von den Städten Pilzno

Ueber die von mir aufgefundenen Andesite verdanken wir Herrn C. v. John [1]) eine eingehende Beschreibung.

In den an das untersuchte Gebiet angrenzenden Gegenden haben die Herren Chefgeologen C. M. Paul [2]) und Dr. Emil Tietze [3]) und Herr Dr. V. Hilber [4]) Aufnahmen durchgeführt.

Endlich wäre noch zu erwähnen, dass der Aufschwung der Nafta-Industrie eine Anzahl von Arbeiten gefördert hat, welche zum Theil auch geologische Angaben enthalten. Sie werden an den betreffenden Stellen des Textes angeführt werden.

IV. Detailbeschreibung.

A. Der Miocänsaum am Nordrande der Sandsteinzone.

Das Gebiet von Bochnia. Der schmale Streifen miocäner Schichten, welcher bei Bochnia dem Hügellande der Karpathen vorgelagert ist, dehnt sich vom Chelmberge bei Lapczyce über Moszczenica, Bochnia, Gorzków bis gegen Lazy aus. Weiter nach Osten verschwinden die Spuren eines zusammenhängenden Miocänbandes fast vollständig unter der gleichmässigen Decke von Löss, Sand und Schotter. Bei Bochnia dagegen treten die Miocänschichten an so vielen Stellen zu Tage, dass man unter Vernachlässigung unbedeutender Lösspartien eine zusammenhängende, ostwestlich streichende Miocänzone von 14 Kilometer Länge und 1·5 Kilometer grösster Breite in die Karte eintragen kann. Ungefähr in der Mitte dieser Zone liegt die Stadt Bochnia, unterhalb welcher sich das bekannte Salzlager hinzieht.

---

und Tarnów. Verhandl. 1883, pag. 216. II. Die Karpathen zwischen Grybów, Gorlice und Bartfeld. Verhandl. 1883, pag. 235. Reiseberichte aus Westgalizien. I. Ueber ein neues Miocänvorkommen bei Sandec inmitten der westgalizischen Sandsteinzone. Verhandl. 1884, pag. 292. II. Ueber die Umgebung von Rzegocina bei Bochnia. Verhandl. 1884, pag. 318. III. Ueber die Gegend von Bochnia und Czchów. Verhandl. 1884, pag. 336. Ueber ein Vorkommen von Silurblöcken im nordischen Diluvium Westgaliziens. Verhandl. 1884, pag. 335. Vorlage der Kartenblätter Pilzno und Ciężkowice, Grybów und Gorlice, Bartfeld und Muszyna und Abwehr gegen die Herren Walter und v. Dunikowski. Verhandl. 1884, pag. 37. Zur Stratigraphie der Sandsteinzone in Westgalizien. Verhandl. 1885, pag. 33. Ueber eine Mikrofauna aus den westgalizischen Karpathen. Verhandl. 1885, pag. 82. Vorlage des Kartenblattes Bochnia - Czchów. Verhandl. 1885, pag. 169. Ueber den Verlauf des Karpathennordrandes in Galizien. Verhandl. 1885, pag. 291. Ueber eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Karpathen, mit vier lithographirten Tafeln. Jahrbuch 1886, XXXVI, pag. 141.

[1]) Verhandl. 1886, pag. 134.

[2]) Reisebericht aus Maków. Verhandl. 1885, pag. 254.

[3]) Ueber ein Vorkommen von Granit inmitten der galizischen Flyschzone. Verhandl. 1885, pag. 300. Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. Verhandl. 1885, pag. 379. Bemerkungen über den Karpathenrand bei Wieliczka. Verhandl. 1883, pag. 257. Reisebericht aus Maków. Verhandl. 1885, pag. 255. Beiträge zur Geologie von Galizien. A. Das Hügelland und die Ebene bei Rzeszów. Jahrb. 1883, XXXIII, pag. 279. C. Mittheilungen über den Karpathenrand bei Wieliczka. Jahrb. 1884, XXXIV, pag. 163.

[4]) Die Randtheile der Karpathen bei Dębica, Ropczyce und Łańcut. Jahrbuch geol. R.-A. 1885, XXXV, pag. 407. Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. Verhandl. 1885, pag. 361.

Ueber das letztere liegen mehrere eingehende Beschreibungen vor [1]), die mich der Mühe entheben, die Salinarverhältnisse von Bochnia ausführlich darzustellen. Nur die geologisch wichtigsten Daten müssen hier kurz wiederholt werden.

Das Salzgebirge von Bochnia besteht aus einer sich vielfach wiederholenden Wechsellagerung von dünnen, bläulichweissen Platten von Anhydrit (Gekrösestein) mit dunkelgrauem, selten rothbraunem, meist von Salztheilchen durchsetztem und zuweilen mergeligem Thon. Darin erscheinen zahlreiche bis zu 3 Meter mächtige Salzlagen, welche nicht regelmässige, durch das ganze Salzgebirge verfolgbare Flötze bilden, sondern bald auskeilen, bald anschwellen, bald sich verzweigen, oder mit benachbarten Lagen zu einem Körper verfliessen. Dieses so beschaffene Salzgebirge ist auf eine Länge von über 3·7 Kilometer, eine Tiefe von ungefähr 400 Meter aufgeschlossen. In der östlichen Hälfte hat es eine Mächtigkeit von 150—200 Meter, in der westlichen ist es durchschnittlich nur 100 Meter mächtig. Gegen die äussersten Grenzen der Bergbaufelder im Osten und Westen tritt jedoch eine bedeutende Verschmälerung der Ablagerung ein. Von Tag aus werden die ersten Salzflötze im östlichen Grubenfelde in der Tiefe von ungefähr 50 Meter erreicht, im westlichen erst in 165 Meter.

Das Einfallen ist steil nach S. gerichtet. Abweichungen von dieser Regel kommen in Folge secundärer, untergeordneter Faltung wohl vor, doch haben sie für die Gesammtlagerung keine Bedeutung, wie Niedzwiedzki gezeigt hat (l. c. pag. 50). Das Streichen ist fast rein ostwestlich. Es stellt sich somit das Salzlager von Bochnia als eine langgestreckte, verhältnissmässig dünne, linsenförmige Einlagerung mit steil südlichem Einfallen dar.

Begibt man sich vom Salzlager aus nach Süden, so erscheint dasselbe von grauem Thon überlagert, welcher hier und da mit rothbraunem Thone, Eisenstein und Sandstein verbunden ist. In nördlicher Richtung bilden ebenfalls graue Thone die Begrenzung des Salzlagers. Zur weiteren Erforschung des südlich vom Salzlager befindlichen Gebietes wurden wohl in früherer Zeit Querschläge angelegt, die Aufzeichnungen über die dabei erreichten Resultate sind aber zu mangelhaft, um berücksichtigt werden zu können. Man ist daher

---

[1]) Es seien hier nur die wichtigsten der neueren Arbeiten genannt. Die Zahl der Publicationen, in denen von Bochnia die Rede ist, ist zwar viel grösser, doch handelt es sich dabei meist nur um geringfügige Kleinigkeiten oder um Wiederholungen:

A. Hauch: Die Lagerungsverhältnisse und der Abbau des Steinsalzlagers zu Bochnia. Jahrb. geol. R.-A. 1851.

L. Zeuschner: O mijocenicznych Gipsach i pokładach soli Kujchennéj w górnei części doliny Wisły przy krakowie. Bibl. Warsz. 1861.

Fötterle: Die Lagerungsverhältnisse der Tertiärschichten zwischen Wieliczka und Bochnia. Verhandl. geol. R.-A. 1869, pag. 30.

Drak: Das Salzlager von Bochnia. Oesterr. Zeitschr. d. Berg- und Hüttenw. 1869. S. Die Saline Bochnia. Berg- und Hüttenmänn. Zeitschrift. Freiberg 1869, pag. 151 und pag. 161.

Niedzwiedzki: Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia. Lemberg 1884.

C. M. Paul: Zur Deutung der Lagerungsverhältnisse von Wieliczka und Bochnia. Verhandl. geol. R.-A. 1883, pag. 233.

auf die Tagesaufschlüsse angewiesen, deren Beobachtung Folgendes ergibt.[1])

Der dem Bergbaukörper nördlich vorliegende schmale Saum, der zugleich den nördlichen Rand des Hügellandes bildet, ist arm an Aufschlüssen. Man findet solche in grösserer Ausdehnung nur in der westlichen Hälfte der genannten Zone, wo zunächst in den Ziegeleien des Dorfes Chodenice (Trinitatis) und im Chodenicer Bache das Grundgebirge zu beobachten ist. Es besteht aus blaugrauem, sand- und glimmerreichem, in dünne Bänkchen regelmässig abgesonderten Tegel, welcher mit ebenso dicken Bänkchen von mehr sandiger Zusammensetzung wechsellagert. Dazwischen erscheinen ungefähr 2 Decimeter mächtige Lagen eines helleren, feinkörnigen Sandes in Verbindung mit ebenfalls schneeweissen kieseligen, äusserst feinkörnigen Schiefern regelmässig eingeschaltet. Die Reihenfolge, in welcher diese Gesteine auftreten, ist meistens die, dass auf den geschichteten grauen Tegeln und Sanden die weisse Sandlage, auf dieser die kieseligen Schiefer liegen.

Prof. Niedzwiedzki hat diese Schichten zuerst genau beschrieben und als „Chodenicer Schichten" bezeichnet. Die feinen, schneeweissen, gelblich verwitternden kieseligen Schiefer, die den petrographisch bezeichnendsten und auffallendsten Bestandtheil der Chodenicer Schichten bilden, nannte Niedzwiedzki „lichte Schiefer". Eine Analyse der lichten Schiefer ergab, dass sie aus 71·84 Procent Kieselsäure, 19·76 Procent Thonerde und 6·9 Procent Wasser zusammengesetzt sind und zur Hälfte aus sehr feinen Quarzpartikelchen, zur Hälfte aus reinem Thon (Kaolin) bestehen. Die Untersuchung im Dünnschliffe, von welcher der Nachweis mikroskopischer Organismen erhofft wurde, zeigte, dass dieses Gestein aus einem dichten Filz von feinen, vorwiegend parallel verlaufenden Fasern besteht, die nach allem Anschein durchaus anorganischer Natur sind.

Ausser den genannten Gesteinen trifft man im Verbande der Chodenicer Schichten noch einen hellgelblichbraunen, kieseligen, manchmal hornsteinähnlichen Mergel an, welcher unregelmässige Knauern oder Knollen von 3—5 Centimeter Dicke bildet. Auch dieses Gestein lässt im Dünnschliffe keine organischen Bestandtheile erkennen. Die Chodenicer Schichten sind in den Chodenicer Ziegeleien, sowie im Chodenicer Bache, da, wo er in die genannte Ortschaft eintritt, gut aufgeschlossen und zeigen ein mittelsteiles, regelmässiges Einfallen gegen S.; sie gehören also dem gegenwärtigen, thatsächlichen Liegenden des Salzlagers an, welches unterirdisch bis unterhalb der vereinzelten Häusergruppe südlich vom Dorfe Chodenice verfolgt wurde.

Dieselben Chodenicer Schichten finden sich aber auch im Hangenden des Salzlagers vor, wie schon Niedzwiedzki hervorgehoben hat. Man sieht sie in Bochnia selbst beim Bräuhause und auf dem nördlichen

---

[1]) Die Aufschlüsse des westlichen Theiles des Miocängebietes von Bochnia wurden schon von Prof. Niedzwiedzki sehr ausführlich und genau beschrieben. Da ich zu Schlussergebnissen gelange, die von denen des genannten Forschers zum Theile abweichen, glaube ich das von mir gesehene Detail doch wieder mittheilen zu sollen, damit nachkommende Geologen in der Lage seien, zu ersehen, welche Detailbeobachtungen zu diesen abweichenden Anschauungen geführt haben und inwieweit Uebereinstimmung mit Niedzwiedzki vorhanden ist.

Abhange des Rozborniarückens. Sie sind daselbst ebenfalls mit den bezeichnenden lichten Schiefern verbunden, die zwar nicht so mächtig und typisch entwickelt, wie in Chodenice selbst, aber doch erkennbar sind. Das Einfallen ist daselbst ebenfalls nach S. gerichtet.

Auf die Chodenicer Schichten von Bochnia folgt noch weiter südlich eine Gypsmasse, die am Rozborniarücken steinbruchmässig aufgeschlossen ist. Gyps erscheint hier netzförmig von Thonschnüren nach allen Richtungen durchzogen und es lässt sich daher trotz der Grösse der blossgelegten Fläche über die Art der Lagerung nichts bestimmtes sagen. Da im ganzen Durchschnitte das südliche Einfallen regelmässig vorherrscht, dürfte diese Fallrichtung auch hier anzunehmen sein.

Noch besser, wie am Gehänge des Babicabaches in Bochnia, ist das Hangende des Salzlagers in dem Seitenthälchen aufgeschlossen, welches von der Kapelle und Quelle Morawianka gegen die Vorstadt Podedworze hinzieht (südöstlich vom Hauptplatze von Bochnia). Zunächst zeigt die Ziegelei in Podedworze die Chodenicer Schichten unter vorwiegender Entwicklung des Tegels. Am Südgehänge des Morawiankathälchens treten an mehreren Punkten ganz typische lichte Schiefer, weisse Sande und Tegel auf, die nach S. einfallen und unverkennbar mit den Chodenicer Schichten identisch sind. Ein besonderes Aussehen erhalten sie dadurch, dass die kieseligen Mergel und hornsteinartigen Knauern, die in Chodenice nur wenig entwickelt sind, hier eine grössere Bedeutung gewinnen und zu Lagen von grösserer Mächtigkeit anschwellen. Allenthalben liegen im Morawiankathale diese Knauern umher, die vermöge ihrer bedeutenden Härte und ihrer Zusammensetzung der Verwitterung gut widerstehen. Die angewitterten Stücke haben oft eine löcherige oder zerfressene Oberfläche und zeigen zuweilen dunkle Ueberzüge, die wohl manganhältig sein dürften.

Wie die Gegend bei Bochnia allenthalben die Chodenicer Schichten mit ihren lichten Schiefern hervortreten lässt, so ist auch die Miocänzone westlich von Bochnia bis zum Chelmberge aus diesem Gebilde zusammengesetzt. Der ganze Bergrücken mit der Kirche von Lapczyce zeigt da und dort am Gehänge und in Hohlwegen kleinere Ausbisse dieser Schichten, die namentlich an dem bezeichnenden lichten Schiefer leicht und sicher zu erkennen sind und zumeist nach S. einfallen. Ebenso setzen sie die gut aufgeschlossene, von der Raba umflossene Partie von Chelm zusammen, welche den westlichsten Theil des Bochniaer Miocänsaumes vorstellt und von der Hauptpartie durch die lössbedeckte Einsenkung von Moszczenica getrennt ist. Am Chelm, wo die lichten Schiefer gegenüber den übrigen Bestandtheilen der Chodenicer Schichten stark vorwiegen, ist die Lagerung im Allgemeinen ziemlich flach, nur am Wege von Chelm nach Siedlce wurde an einer Stelle ein steiles S.-Fallen beobachtet.

Die besten Aufschlüsse in der Gegend westlich von Bochnia bietet jenes Thal dar, welches vom Lapczyer Bergrücken in nördlicher und nordwestlicher Richtung gegen die Ansiedelung Grabowice [1]) an der Raba hinzieht. Hier sieht man im Hauptthale und in den zahlreichen Nebenschluchten die Chodenicer Schichten an mehreren Stellen entblösst.

---

[1]) Dies der Name, den die Karte angibt, Niedzwiedzki schreibt Grabowiec.

Sie zeigen hier zumeist ein mittelsteiles südliches Einfallen, nur an zwei Stellen war nördliches Einfallen zu beobachten. Erst am Ende der Schlucht, in Grabowice selbst, nahe der Raba, scheinen andere Schichten hervorzutreten, welche Prof. Niedzwiedzki die „Grabowiecer Thone“ und „Grabowiecer Sande“ genannt hat. Wendet man sich zunächst dem ausgedehnten Aufschlusse am Rabaufer, westlich von der Einmündung des Grabowiecer Baches selbst zu, von wo Prof. Niedzwiedzki eine bemerkenswerthe Fauna bekannt gemacht hat [1]) so erkennt man hier zu unterst (vergl. Fig. 1 *a*) wohlgeschichteten, blaugrauen, dünnbankigen, feinsandigen Tegel, darüber eine 1—2 Meter mächtige tegelige Muschellage (*b*), welche unregelmässig geschichtet ist und einzelne karpathische Geschiebe und kleine bräunliche Schotternester enthält. Darauf ruht ein 1 1/2—2 Decimeter mächtiger, ziemlich mürber, grünlichgrauer Sandstein (*c*), dessen untere Fläche Muschelschalen aufweist, während die obere Partie muschelfrei ist und eine schwach krummschalige Textur aufweist. Darüber endlich folgt ein grünlicher, dünnbankiger, sandiger Tegel (*d*) oder tegeliger Sand (Grabowiecer Sand, Niedzwiedzki).

Die Fossilien, die Prof. Niedzwiedzki namhaft macht, lassen sich zum grössten Theil leicht wiederfinden. Obwohl ich in den ausgedehnten Aufschlüssen am Bruchufer der Raba ziemlich lange gesammelt habe, kann ich dem Verzeichniss von Niedzwiedzki nur wenig Arten hinzufügen, nämlich:

Dentalium incurvum Ren. Häufig.
Cerithium scabrum Oliv.
Natica sp. Grosse Form, Steinkern; vielleicht zu *Natica redempta* gehörig.
Clypeaster sp. Schalenfragment.
Cidaris sp. Radiole.

Die „Grabowiecer Schichten“ an der Raba liegen, wie dies beistehende Fig. 1 zeigt, im Allgemeinen flach.


Fig. 1.



Lagerung und Zusammensetzung der Grabowiecer Schichten am Raba-Ufer.
a wohlgeschichteter Tegel, *b* Muschellage mit Geschieben, *c* Molassesandstein, *d* wohlgeschichteter sandiger Tegel.

[1]) Es ist von historischem Interesse, dass Lill und Boué im Jahre 1830 diesen Fundort bereits gekannt haben. Aperçu sur le sol tertiaire de la Galicie, pag. 347. Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hinweisungen auf die Karpathen. Neues Jahrb. etc. 1830, I, pag. 207.

In der Grabowiecer Schlucht sieht man in dem der Raba zunächst gelegenen Ende dieselben Schichten wie am Rabaufer, nur liegen sie nicht horizontal, sondern bilden eine knieförmige, nach N. gerichtete Falte, dann ist ein flaches Fallen nach S. wahrnehmbar, dann abermals steiles Nordfallen unter Umbiegung der Schichtköpfe, wie aus dem beistehenden Bilde ersichtlich ist (Fig. 2). Der Sandstein ist hier

Fig. 2.



Lagerung der Grabowiecer Schichten in der Schlucht von Grabowiec.
a dünngeschichteter Tegel, *b* weisser Sand, *b'* Sandstein, *c* Muschellage, *t* Terrasse, Löss und Schotter, *Sch* Schutt.

ungefähr $^1/_3$ Meter mächtig und darunter liegt ganz regelmässig die Muschellage, die jedoch hier weniger fossilreich ist, wie am Rabaufer. Ueber den derartig gestörten Tertiärschichten, die hier auf circa 35 bis 40 Meter Länge verhältnissmässig gut aufgeschlossen sind, liegt die aus schlecht gerundetem Schotter und Löss bestehende Diluvialterrasse.

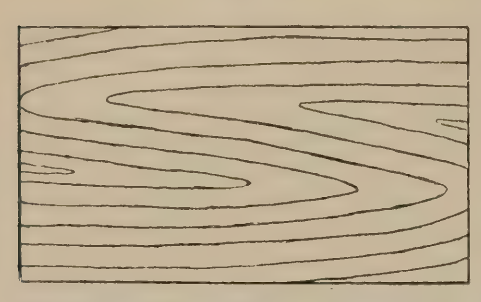
Geht man über diesen Aufschluss hinaus noch weiter nach S., so nehmen die dünnplattigen, bläulichgrauen Thone allmälig den Charakter der Chodenicer Schichten an. Die Muschelschichte verliert an Mächtigkeit und Deutlichkeit und keilt sich allmälig aus. Ebenso verschwindet der Molassesandstein, dagegen tritt jener helle weisse Sand auf, der auch in den Chodenicer Schichten vorkommt und so wird es schwer, zwischen den Chodenicer und Grabowiecer Schichten eine Grenze zu ziehen.

Während im östlichsten Aufschluss an der Raba der Molassesandstein der Grabowiecer Schichten gut entwickelt ist, fehlt dieser Sandstein in dem grossen, weiter westlich gelegenen Aufschlusse gänzlich, die Grabowiecer Schichten bestehen hier nur mehr aus einer Wechsellagerung von graublauen, dünnen, bald mehr tegeligen, bald mehr sandigen Bänkchen, die von den Chodenicer Schichten nur durch das Fehlen der lichten Schiefer zu unterscheiden sind.

Noch schwieriger gestaltet sich die Unterscheidung zwischen Chodenicer und Grabowiecer Schichten weiter westlich, da wo die Raba abermals den Saum des Miocänzuges unterwäscht. Sowohl der Saum selbst, wie die Schluchten, welche vom westlichen Theil des Lapczycer Rückens gegen die Raba hinabziehen, bieten hier manchen Aufschluss dar. In der ersten Schlucht, nordwestlich von der Lapczycer Kirche, liegen typische Chodenicer Schichten mit mehrfachem Wechsel der Fallrichtung. In der nächstfolgenden Schlucht sind dieselben Schichten zu sehen, die hier eine beträchtliche Entwicklung der lichten Schiefer aufweisen. Das Fallen, welches besonders bei einer kleinen, auch von

Niedzwiedzki erwähnten Cascade gut zu sehen ist, ist ein südliches. Gegen Nord zu wird das Einfallen immer flacher, was, wie Niedzwiedzki richtig bemerkt, auf ein sich steigerndes Umgekipptsein der Schichten schliessen lässt. Am Rabaufer selbst liegen nun typische Chodenicer Schichten mit lichten Schiefern ganz flach; bei genauem Zusehen erkennt man jedoch eine flache Falte (Fig. 3), welche ergibt, dass die horizontale Lagerung eine nur scheinbare ist. Im Ganzen erhält man den Eindruck, als sei hier die Lagerung ähnlich wie im untersten Theil der Grabowiecer Schlucht, wo die darnach benannten Schichten ebenfalls bei flüchtiger Betrachtung flach zu liegen scheinen, in Wirklichkeit aber gefaltet und geknickt sind.

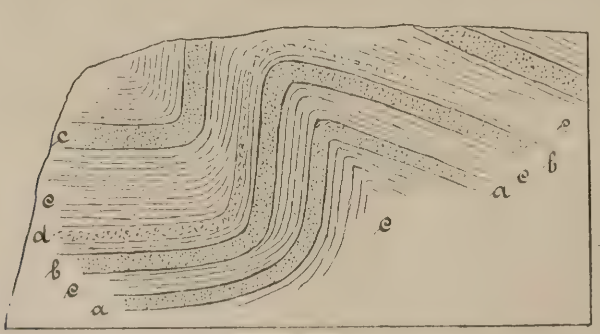
Fig. 3.



Flache Falte in den Chodenicer Schichten am Raba-Ufer.

Am wichtigsten für das Verhältniss der Grabowiecer zu den Chodenicer Schichten scheint mir jene Partie des Nordsaumes des Miocänzuges zu sein, die zwischen den beiden schon beschriebenen Stellen gelegen ist, wo die Raba den Steilrand des Miocänzuges unterwäscht. Die östliche dieser beiden Stellen bildet den grossen Aufschluss der Grabowiecer Schichten, die westliche zeigt die eben erwähnten, horizontal geknickten Chodenicer Schichten. Diese Partie des Miocänrandes ist wohl vielfach von Löss und Sand bedeckt, enthält aber doch einzelne Aufschlüsse. An einer Stelle des Nordrandes sieht man die Muschelschichte in einer Mächtigkeit von ungefähr zwei Meter zum Vorschein kommen. Darüber liegt ein bräunlicher Sand und grünlicher und gelblicher sandiger Tegel, darunter dünngeschichteter Tegel mit einer sandigen Kohlenmulmlage von $^1/_4$—$^1/_2$ Decimeter Mächtigkeit. Der Molassesandstein fehlt hier, nur an einer Stelle ist eine kleine Linse davon bemerkbar. Weiter östlich schalten sich helle weisse Sandlagen ein, die namentlich in einem Aufschlusse nahe einem kleinen

Fig. 4.



a, b, c weisser Sand, *d* Muschelschichte, *e* wohlgeschichteter Tegel.

Wäldchen, bei der Stelle, wo die Raba sich wieder dem Steilrand zuwendet, gut zu sehen sind. Die Schichten sind auch hier (Fig. 4)

geknickt und lassen 3 weisse lockere Sandlagen erkennen. Ueber der mittleren (*b*) folgt die Muschelschichte (*d*), deren Mächtigkeit aber auf ungefähr $^1/_5$ Meter reducirt ist, darüber (*e*) wohlgeschichteter, dünnbankiger Tegel mit centimeterdicken tegeligen Sandlagen. Bemerkenswerth ist der Umstand, dass die lockeren weissen Sande von dünnen hellen festeren Schiefern begleitet werden, die mit den lichten Schiefern der Chodenicer Schichten mindestens die grösste Aehnlichkeit besitzen. Hier ist die Aehnlichkeit der Grabowiecer mit den Chodenicer Schichten eine so bedeutende, dass man über die Berechtigung, diese Schichtgruppen zu trennen, lebhafte Zweifel nicht unterdrücken kann.

Niedzwiedzki sagt über diese Partie folgendes (l. c. pag. 63): „Es treten hier . . . . mehrere Gesteinspartien zu Tage, welche eben so zufolge ihrer Gesteinsbeschaffenheit, als auch in Hinsicht auf die Art ihrer Lagerung als Mittelglieder zwischen dem einheitlich gehobenen Schichtencomplex (den Chodenicer Schichten) und den Grabowiecer Schichten angesehen werden müssen, wie sie auch ihrer stratigraphischen Lage nach den Chodenicer Schichten entsprechen. Vorherrschend sind das graue, feinsandige, schieferig zerfallende Thone; eingeschaltet enthalten sie einerseits die lichten Schiefer, andererseits etliche dünne Lagen eines kieseligen Mergelgesteines, wie davon ein Paar zwischen den untersten Lagen der „Grabowiecer Thone“ vorkommen.“ Ferner sagt Niedzwiedzki: „Die Lagerung innerhalb dieser Schichtenpartien erscheint vorwiegend stark geneigt, doch ist sowohl die Stärke, als auch die Richtung der Neigung schwankend und man bemerkt auch hier und da flache Faltungen.“

Sowie Prof. Niedzwiedzki an dieser Stelle Faltungen annimmt, so glaube ich, dürften wohl auch die Knickungen der Grabowiecer Schichten im untersten Theil der Grabowiec-Schlucht als Faltungen aufzufassen sein, und nicht als Rutschungen, wie Prof. Niedzwiedzki meint, jedenfalls nicht als Rutschungen im gewöhnlichen Sinne des Wortes. Ferner muss berücksichtigt werden, dass das Terrassendiluvium auf den Köpfen der geknickten Schichten der Grabowiecer Schlucht regelmässig aufruht.

Nachdem nun vollkommene petrographische Uebergänge zwischen den Chodenicer und Grabowiecer Schichten vorhanden sind, nachdem ferner die Lagerung der letzteren keineswegs durchaus horizontal ist, und namentlich die von Niedzwiedzki angenommene Discordanz nach meinen Beobachtungen nicht erwiesen ist und Niedzwiedzki selbst an einer Stelle die Möglichkeit einer concordanten Aufeinanderfolge offen lässt (l. c. pag. 62) und endlich Schichten beschreibt, die er nach Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung als Mittelglieder zwischen Chodenicer und Grabowiecer Schichten anspricht, glaube ich recht zu thun, wenn ich auf die Unterscheidung dieser beiden Schichtgruppen nicht denselben Werth lege, wie Prof. Niedzwiedzki.

Ich betrachte demnach die Grabowiecer Schichten nur als eine locale, durch das Vorhandensein einer Muschellage ausgezeichnete und durch den Mangel von lichten Schiefern und die Entwicklung einzelner Sandsteinbänke charakterisirte Abänderung der Chodenicer Schichten. Was ich besonders betonen zu müssen glaube, ist die Erkenntniss, dass die Discordanz zwischen dem gefalteten älteren Complexe der

Chodenicer Schichten und den angeblich horizontal liegenden Grabowiecer Schichten nicht nachweisbar ist und bei geologischen Schlussfolgerungen mit dieser Discordanz daher nicht gerechnet werden darf. Ich muss daher nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse das gesammte Miocän des Nordrandes bei Bochnia als eine einheitlich zusammengehörige Gruppe betrachten. Wir werden noch weiter unten auf diese Frage zurückkommen.

Das Miocän östlich von Bochnia. Oestlich von Bochnia zeigt der Löss, wie auch Niedzwiedzki hervorhebt, eine noch grössere Ausdehnung und Mächtigkeit, wie in der westlichen Partie unseres Miocängürtels und gute Aufschlüsse sind da noch seltener. Hat man die lichten Schiefer und die kieseligen Mergel, welche im Morawiankathal östlich von Bochnia herrschend sind, passirt, so gelangt man auf die Höhe des Miocänrückens, von wo aus sich ein bewaldetes Thal gegen Gorzków in nordöstlicher Richtung einsenkt. Die Terrainoberfläche im Walde ist wellig, es scheinen hier die Reste von Halden vorzuliegen, welche vielleicht durch Schurfarbeiten in alter Zeit angehäuft wurden. Prof. Niedzwiedzki gedenkt (l. c. pag. 65) dieser leider erfolglos gebliebenen Arbeiten, so dass ich hier auf die Ausführungen desselben verweisen kann.

Der erste Aufschluss, den man von oben aus am Bachrande antrifft, zeigt lichten mergeligen und sandigen Schiefer, ähnlich dem „lichten Schiefer" der Chodenicer Schichten, ihm aber nicht vollkommen gleichend. Weiter unten tritt bläulicher Tegel mit harten kieseligen Mergeln auf, wie sie in Morawianka und Chodenice vorkommen. Noch tiefer unten erscheinen feinkörnige geschichtete Sandsteinbänke oder mindestens Linsen, unter denen mit südlichem Einfallen undeutlich geschichteter blauer Tegel liegt. Auf den Schichtflächen des Tegels sind viele grosse, mit freiem Auge oder unter der Lupe erkennbare Foraminiferen und Gehörknöchelchen von Fischen zu sehen. Das Vorkommen dieser Foraminiferen erscheint bei dem Umstande, dass die Chodenicer Schichten westlich von Bochnia an diesen sonst so häufigen Einschlüssen so arm sind, bemerkenswerth. Dieser Tegel fällt in den folgenden Aufschlüssen immer mehr nach SO. ein. Die besten Entblössungen zeigen den geschichteten Foraminiferentegel, der auch eine Lage mit Kohlenmulm führt, an der Basis, darüber folgt ein dünnblätteriger Tegel und sodann eine 1 Meter mächtige, gestreifte Sand- oder Sandsteinbank, welche von lichtem Schiefer (0·25 Meter) überdeckt wird. Den Beschluss bildet abermals feinblätteriger Tegel. Wenige Schritte weiter unten wiederholt sich diese Schichtfolge, nur ist die Mächtigkeit des Sandsteines hier auf $^{1}/_{4}$ Meter reducirt. Das Einfallen bleibt nach SO. und OSO. gerichtet. Die bisher beschriebenen Schichten liegen alle noch südlich von der fortgesetzt gedachten Streichungslinie des Salzlagers.

Da wo das Gorzkówer Waldthälchen sich zu erweitern beginnt, mangelt jeglicher Aufschluss, erst knapp vor dem Dorfe kommt eine unbedeutende Entblössung des Miocängebirges am östlichen Thalgehänge zum Vorschein.

Die nächsten Aufschlüsse östlich von Gorzków habe ich im Bereich des Dorfes Łazy angetroffen. Die Miocänzone wird hier durch einen grösseren Bach durchschnitten, welcher ungefähr gegenüber dem Meier-

hof von Lazy das Miocän freilegt. Es treten hier bläuliche geschichtete Tegel mit harten, festen Sandsteinbänken oder Linsen und Knauern von Sandstein auf. Die letzteren sind oft sehr fest und hart und haben eine unregelmässig löcherige Oberfläche. Die Sandsteine zeigen auf ihren Schichtflächen grosse Foraminiferen, namentlich Cristellarien und Zerreibsel organischer Herkunft. Neben den Sandsteinen wurden vereinzelt auch Thoneisensteine und ein eigenthümlicher kieseliger harter Mergelstein von grauer Färbung und unregelmässiger Oberfläche vorgefunden. Bemerkenswerth erscheint der Umstand, dass hier karpathische Sandsteingeschiebe im Tertiär eingeschlossen vorkommen, ähnlich wie in den Grabowiecer Schichten an der Raba bei Bochnia. Der beschriebene Aufschluss ist ferner auch deshalb interessant, weil er gerade durch eine Anticlinale geht. Die Schichten streichen von NNO. nach SSW. und fallen einerseits steil nach OSO., andererseits steil nach WNW.

Oberhalb der beschriebenen Entblössung im Bache tritt am östlichen Thalgehänge das Miocän in derselben Ausbildung ebenfalls zu Tage, man gewinnt aber hier einen weniger vollkommenen Einblick in seine Zusammensetzung, weil das Gehänge in Rutschung begriffen und von Schutt bedeckt ist.

Miocän östlich von Lazy. In der Gegend östlich von Lazy, zwischen dieser Ortschaft und der Kreisstadt Brzesko, springt das cretacische und alttertiäre karpathische Grundgebirge weiter nach Norden vor, als bei Bochnia. Der Nordrand ist daselbst von einer schmalen Lösszone bedeckt und zeigt keinerlei miocäne Aufschlüsse. Zwischen Brzesko und dem Dunajec bei Wojnicz und Wielkawieś (südlich von Wojnicz) wird der subkarpathische Lössgürtel allmälig breiter. Bei Brzesko ungefähr 1·5 Kilometer breit, hat er zwischen Wojnicz und Wielkawieś am Dunajec die doppelte Breite und reicht nach Norden ungefähr bis an die Kaiserstrasse, wo er ziemlich scharf abbricht. Weniger scharf ist seine Grenze nach S., der Löss greift da in die grösseren Thäler hinein und besitzt in Wirklichkeit eine viel grössere Ausdehnung, als ihm auf der Karte der Deutlichkeit und Uebersichtlichkeit wegen zugestanden wurde. Die Hügelrücken dieser Lösszone haben durchschnittlich eine Höhe von 270—300 Meter und dürften daher ohne Zweifel im Kerne aus miocänen Bildungen, vielleicht sogar stellenweise aus alttertiären und cretacischen Schichten zusammengesetzt sein, die Continuität und Mächtigkeit der diluvialen Löss- und Sanddecke verwehrt aber fast jeglichen Einblick in die Beschaffenheit des Grundgebirges. Nur an einer Stelle im Dębinski potok, dem östlichen Nebenbache des Zlocki potok, wurde eine kleine Entblössung des Grundgebirges beobachtet, und zwar im Bachbette nicht weit südlich von dem Punkte 249 der Specialkarte. Es sind hier steil südlich fallende wohlgeschichtete, dünnbankige, graublaue, gelblich verwitternde Tegel im Wechsel mit Sand und Sandstein zu sehen, die den Chodenicer Schichten ganz ähnlich sehen. Bei dem Mangel jeglicher Versteinerungen und bezeichnender Gesteinsarten kann es nur als wahrscheinlich bezeichnet werden, dass diese Schichten dem Bochniaer Miocän entsprechen. Ein später zu beschreibendes Vorkommen von Sand mit karpathischen Geschieben in Bochiniec könnte vielleicht auch zum Miocän gehören.

Die mir zur Verfügung stehende Zeit war leider zu knapp, um der Aufnahme des Nordrandes zwischen Brzesko und Wojnicz so viel Sorgfalt zuzuwenden, wie der Gegend von Bochnia. Bei gründlicherer Begehung aller nur irgend vorhandenen Schluchten wird es wohl noch möglich sein, hie und da einen kleinen Aufschluss zu entdecken und über das Miocän dieser Gegend neues Licht zu verbreiten, ausgedehnte Aufschlüsse wie bei Bochnia sind aber nicht zu erwarten.

Dass unter dem genannten Lössgürtel thatsächlich Miocänbildungen anstehen, geht aus der interessanten Mittheilung von Gejza Bukowski über eine neue Jodquelle in Wola dębińska [1]) mit völliger Sicherheit hervor. Dem zufolge wurden westlich von Wola dębińska, in der Nähe der Kaiserstrasse, in dem kleinen ebenen, vollkommen aufschlusslosen Terrain, welches sich nördlich vom erwähnten karpathischen Lössgürtel bis zu den Alluvionen der Uszwica und des Zlocki potok erstreckt, zwei Brunnen nahe bei einander abgeteuft, welche miocäne Schichten durchfuhren und unerwarteter Weise Jodquellen eröffnet haben.

In dem östlichen Brunnen gelangte unter einer 3 Fuss dicken Lage gelben Lehms eine ebenso mächtige Lage von blaugrauem Thon zum Vorschein. Dann zeigte sich ein harter, blaugrauer, kalkarmer, schiefriger Mergel mit 8 Fuss Mächtigkeit und endlich stiess man auf einen grauen, wasserundurchlässigen Tegel, dessen Schichten ziemlich steil nach N. einfallen. Im zweiten Brunnen, der von dem ersteren nur 4·5 Meter westlich entfernt ist, folgt auf eine 7 Fuss mächtige Lage von gelbem Lehm und grauem Thon der gleiche schieferige, blaugraue Mergel, der bis zu 28 Fuss Tiefe anhält und in den untersten Lagen in einen sehr thonreichen, feinen mürben Sandstein von bläulichgrauer Färbung übergeht. In diesem westlichen Brunnen zeigt der Mergel ein ganz deutliches flaches Einfallen nach SW.

Bukowski schliesst aus diesen Lagerungsverhältnissen mit Recht, dass sie wohl nicht hinreichen, um ein klares Bild von der Tektonik des Grundgebirges zu gewinnen, dass sie aber den Beweis liefern, dass die miocäne Salzformation auch ausserhalb des Terrains, in dem sie das subkarpathische Hügelland zusammensetzt, bedeutende Störungen erfahren hat.

Miocän von Kossocice małe bei Tarnów. Das nächstöstliche dermalen bekannte Miocänvorkommen ist das von Kossocice małe, von dem Zeuschner im Jahre 1845 Nachricht gegeben hat. [2]) Er beschreibt es mit wenigen Worten als eine Wechsellagerung von Sand und Thon mit *Arca diluvii, Corbula* etc. Seither ist über diese Localität nichts bekannt geworden. Bergrath Paul, in dessen Aufnahmsgebiet Kossocice małe gelegen ist, erwähnt nichts über diesen Punkt. Ich selbst konnte ihn nur flüchtig berühren und hatte keine Gelegenheit, das Miocän daselbst näher kennen zu lernen. Es ist jedoch kein Grund vorhanden, in Zeuschner's Angaben irgend einen Zweifel zu setzen und ich habe daher dieses Vorkommen allerdings nur schematisch in die Uebersichtskarte aufgenommen.

[1]) Verhandl. geol. Reichsanst. 1886, pag. 391.
[2]) Neues Jahrbuch. 1845, pag. 85.

Weiter östlich ist der Karpathenrand zwischen Skrzyszów, Łęki górne und Pilzno durch eine ununterbrochene Decke von Löss und Sand maskirt, unter welcher ich an keiner Stelle Miocänbildungen beobachten konnte. Im westlichen Thale von Zwiernik wurde eine Austernschale, sehr ähnlich der *Ostrea digitalina*, lose im Flussbette aufgefunden. Möglicherweise stammt dieselbe aus einer Miocänablagerung. Da mir aber das Vorkommen ähnlicher Austern auch im oligocänen Sandstein bekannt ist, so ist auch die letztere Möglichkeit zu erwägen.

Unter den Diluvialbildungen der genannten Zone herrscht der Löss weitaus vor. An der Basis desselben erscheint Sand, welcher stellenweise auch gänzlich den Löss ersetzen kann. Ueber dieses Verhältniss wird das Nähere bei Besprechung der Diluvialbildungen mitgetheilt werden.

Zusammenfassung.

Die Beobachtungen im Miocän von Bochnia zeigen demnach, dass die Schichten dieser Abtheilung sammt dem darin eingeschlossenen Salzlager in gleichmässiger Weise steil nach S. gegen das Karpathensandsteingebirge einfallen. Nur am Nordrande der Miocänzone schliessen sich an die einheitlich südlich fallenden flacher gelagerte und nach verschiedenen Richtungen geknickte Schichten an. Diese letzteren, die Grabowiecer Schichten Niedzwiedzki's sind mit den ersteren, den Chodenicer Schichten des genannten Autors durch petrographische Uebergänge innig verknüpft. Auch hinsichtlich der Lagerung besteht kein scharfer Gegensatz, da auch die Grabowiecer Schichten Faltungen erkennen lassen. Die Discordanz, welche Niedzwiedzki zwischen den Grabowiecer und Chodenicer Schichten angenommen hat, konnte nicht bestätigt werden.

Es zeigt sich ferner, dass zwischen den älteren karpathischen Bildungen und dem Miocän keinerlei Uebergänge vorhanden sind, und dass das Miocän eine in sich abgeschlossene Bildung vorstellt. Dieses Verhältniss spricht dafür, dass zwischen dem Miocän und dem Karpathensandstein keine Bildungscontinuität besteht. Noch klarer geht dies aber aus der Vertheilung der benachbarten älteren Schichten an der Grenze des Miocäns hervor. Wie weiter unten ausführlicher gezeigt werden wird, besteht der Gebirgsrand bei Bochnia aus verschiedenen karpathischen Schichtgruppen, welche von SO. her an das ostwestlich streichende Miocän herantreten. Besser als lange Auseinandersetzungen zeigt dies freilich ein Blick auf die Karte, welche erst im zweiten Theile dieser Arbeit enthalten sein wird.

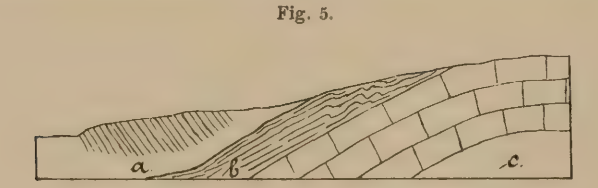
Stünde die Ablagerung des salzführenden Miocäns in unmittelbarem zeitlichem Zusammenhange mit der des karpathischen Oligocäns, dann müsste man erwarten, dass der Karpathenrand bei Bochnia aus ein und denselben, ebenfalls ostwestlich streichenden Oligocänschichten zusammengesetzt sein werde, was zweifellos nicht der Fall ist. Der Karpathenrand musste demnach wenigstens theilweise bereits gehoben und gefaltet gewesen sein, bevor noch das Miocän demselben angelagert wurde. Damit stehen in bestem Einklange die Beobachtungen über das Miocän südlich von Dembica und Rzeszów und das Vorkommen kleiner transgredirender Miocänpartien in verschiedenen Theilen der

Sandsteinzone südlich vom Nordrande, von denen einzelne mit nahezu horizontalen Schichten auf den gefalteten Alttertiärbildungen aufruhen. Diese Erwägungen machen die Lücke weniger fühlbar, welche in dem Mangel directer Beobachtungen über den Contact zwischen dem Miocän und den älteren Ablagerungen besteht. Es ist wichtig, sich gerade über die Art der Anlagerung des Miocäns klar geworden zu sein, bevor man an die weitere Deutung des geologischen Baues der salzführenden Miocänzone schreitet.

Die bisher gangbare Vorstellung war die, dass das Miocän unter die südlich fallenden Karpathensandsteine concordant einschiesse und in einer gewissen Tiefe ein Umbiegen der Miocänschichten nach N. eintrete. Obwohl nun der Karpathenrand in der That fast ausnahmslos südlich fallende Schichten und eine deutliche Ueberschiebung nach N. erkennen lässt, ist dies gerade in der Gegend von Bochnia nicht der Fall. Ich muss auch hier abermals auf die weiter unten folgenden Darlegungen verweisen, aus denen hervorgeht, dass alle karpathischen Randbildungen südlich von Bochnia ein nördliches Einfallen zeigen. Es lässt namentlich die flache, breite Anticlinale von Pogwisdów, in deren Mitte Neocom zum Vorschein kommt, keinen Zweifel darüber obwalten, dass hier die Ueberschiebung der karpathischen Ablagerungen nicht in dem Grade eingetreten ist, als dies sonst die Regel bildet.

So sicher ich dies auch vertreten zu können glaube, so konnte ich doch keine sichere Anschauung über die Art der Fortsetzung der vormiocänen Schichten in die Tiefe gewinnen. Ziehen die Ciężkowicer Sandsteine und oberen Hieroglyphenschichten von Dołuszyce-Czerwieniec mit nördlich fallenden Bänken unter dem südlich fallenden Miocän im Sinne der beistehenden schematischen Skizze (Fig. 5) durch, oder findet

Fig. 5.



a Miocänes Salzgebirge, *b* obere Hieroglyphenschichten, *c* massig-mürbe Sandsteine.

eine Umbiegung der Schichten nach S. oder mindestens eine senkrechte Stellung der Schichten statt? Mit Sicherheit liesse sich diese Frage wohl nur durch directe Beobachtung, also etwa dann lösen, wenn man vom Salzlager aus einen Querschlag nach S. treiben würde, wie dies vor Jahren einmal geschehen ist. Da kaum anzunehmen sein dürfte, dass an einer Stelle des Karpathenrandes so total andere Verhältnisse herrschen, als an allen übrigen, so darf man wohl die letztere Annahme als die viel wahrscheinlichere bezeichnen. Gestützt auf die Erfahrungen an anderen Stellen des Karpathenrandes wird man also voraussetzen dürfen, dass in der Tiefe zwischen den Schichten des Miocäns und der älteren Ablagerungen Parallelismus herrscht, obwohl das Einfallen oberflächlich ein entgegengesetztes ist.

Diese Concordanz von Schichten, zwischen welche sich eine Festlandsperiode einschiebt, ist wohl hauptsächlich der Nachfaltung zuzuschreiben, welche beiderlei Schichtgruppen in gleichem Sinne beeinflusst hat. Wahrscheinlich wurde diese Concordanz auch dadurch begünstigt, dass die jüngeren Schichten schon ursprünglich in geneigter Stellung auf die bereits gefalteten, aber noch nicht so stark geneigten älteren Schichten abgesetzt wurden. Die Spuren jener Festlandsperiode und der Transgression mussten auf diese Weise stark verwischt werden.

Unter der obigen Voraussetzung müssen jene Miocänschichten, welche an das ältere Gebirge angrenzen, als die ältesten betrachtet werden, und die jüngeren werden weiter nördlich vom Contact zu suchen sein. Dies braucht deshalb nicht für die ganze Breite der Miocänzone in dem Sinne zu gelten, dass, je weiter man sich von der Grenze nach N. entfernt, man um so jüngere Schichten vor sich hat. Man würde, da die Breite der einheitlich nach S. fallenden Miocänzone mindestens 1·45 Kilometer beträgt, dadurch zu einer enormen Mächtigkeitsziffer gelangen. Es ist deshalb wahrscheinlich, dass hier mindestens *eine* Anticlinale vorliegt, deren Schichten nahezu oder vollkommen parallel zusammengefaltet sind.

In diesem Falle liegt es ziemlich nahe, anzunehmen, dass der Gyps der Rozbornia südlich vom Salzlager eine geologisch jüngere Partie bildet, da ja auch in Wieliczka eine jüngere Gypsmasse im Hangenden des Salzlagers existirt. [1])

Es wird demnach der Durchschnitt durch das Gebiet von Bochnia ungefähr durch das beistehende Bild (Fig. 6) (vergl. Taf. II, Profil I) versinnlicht werden können, in dem alles Hypothetische durch punktirte Linien von dem thatsächlich beobachteten unterschieden ist.

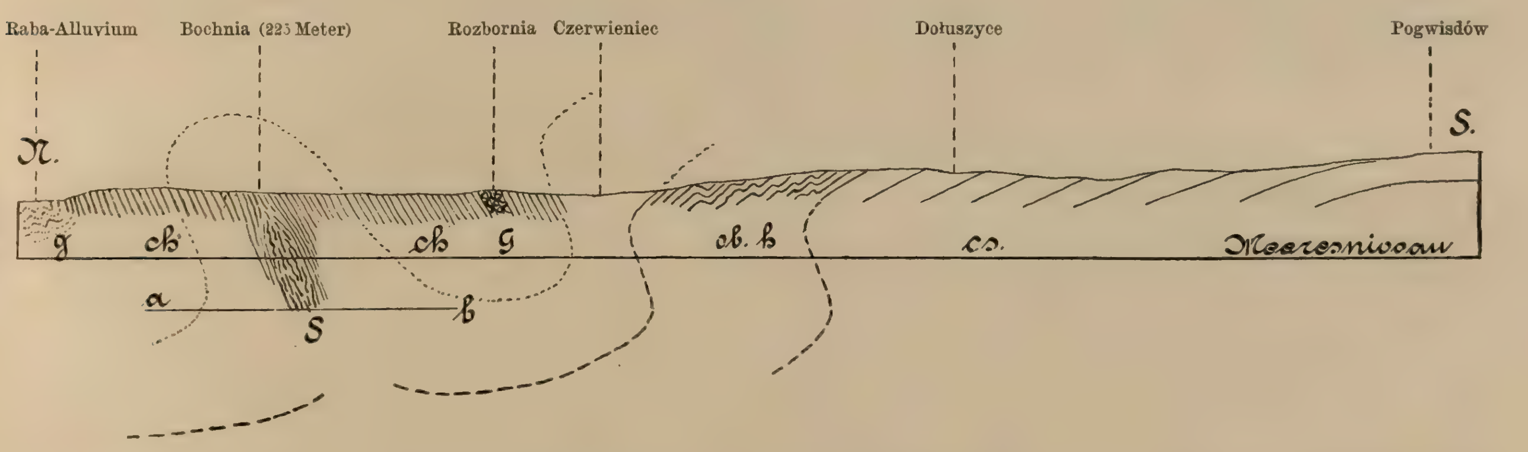
Von der Art der Auffassung der Lagerungsverhältnisse der gesammten Bochniaer Miocänzone werden auch die Vorstellungen über die Fortsetzung des Salzlagers in die Tiefe beeinflusst. Wie sich das Salzlager von Bochnia gegen oben in einer gewissen Tiefe (c. 100 Meter) auskeilt, so kann auch ein Auskeilen nach unten zu stattfinden, bevor noch eine Umbiegung eintritt. Besteht aber eine Umbiegung thatsächlich, dann braucht der umgebogene Schenkel nicht nothwendiger Weise gegen N. zu liegen, er kann ebenso im S. des Salzlagers zu suchen sein, je nachdem ob das gegenwärtig aufgeschlossene Salzlager nördlich oder südlich von der Axe der angenommenen Anticlinale gelegen ist.

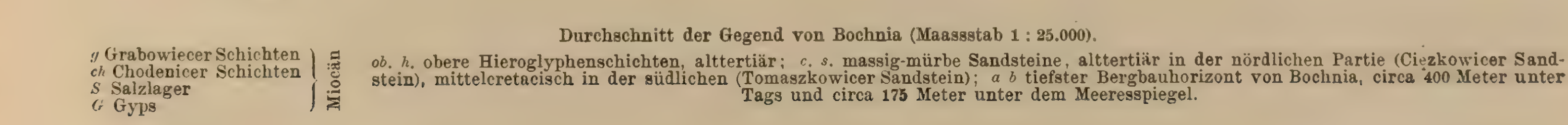
Endlich ist auch noch der Fall denkbar, dass die Anticlinalaxe durch das Salzlager selbst hindurchgeht, welches in diesem Falle den ältesten Absatz des ehemaligen Miocänmeeres darstellen müsste. Dann könnte eine Fortsetzung des Salzlagers nach beiden Richtungen hin, nach S. und N., als möglich gedacht werden. Es stellt sich somit diese Frage als eine sehr schwierige dar, und es lassen sich darüber nicht einmal Vermuthungen aussprechen, welche von den angedeuteten Möglichkeiten am meisten Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Ueber den geologischen Bau des östlichen Theiles der Bochniaer Miocänzone in der Gegend von Gorzków und Lazy lässt sich aus Mangel an zusammenhängenden Aufschlüssen kein vollständiges Bild

[1]) Vergl. Paul's Lagerungsverhältnisse von Wieliczka. Jahrb. 1880, pag. 688.

Fig. 6.





Durchschnitt der Gegend von Bochnia (Maassstab 1 : 25.000).

g Grabowiecer Schichten
ch Chodenicer Schichten
S Salzlager
G Gyps
} Miocän

ob. h. obere Hieroglyphenschichten, alttertiär; *c. s.* massig-mürbe Sandsteine, alttertiär in der nördlichen Partie (Ciężkowicer Sandstein), mittelcretacisch in der südlichen (Tomaszkowicer Sandstein); *a b* tiefster Bergbauhorizont von Bochnia, circa 400 Meter unter Tags und circa 175 Meter unter dem Meeresspiegel.

entwerfen. Ueber das Miocän von Wola dębinska weiss man nur, dass es noch in beträchtlicher Entfernung vom Rande des älteren Gebirges Spuren von Faltungen erkennen lässt.

B. Das vorkarpathische Hügelland.

Die Gegend zwischen der Westgrenze des Kartenblattes Bochnia-Czchów und der Uszwica im Osten.

Bochnia - Doluszyce - Kurów - Mały - Wiśnicz - Stare-Wiśnicz. Etwa 300 Meter südlich vom Gypsvorkommen der Rozbornia in Bochnia steigt das Terrain gegen Süden hin an. Ein Abkürzungsweg, der vom Wirthshaus Czerwieniec zur Doluszycer Strasse führt, zeigt die ersten dem Alttertiär angehörigen Aufschlüsse, die einen bläulichgrauen, schieferigen oder dünnbankigen Thon in Wechsellagerung mit dünnen Sandsteinbänken erkennen lassen. Die Schichten, die leider nur in sehr geringem Masse aufgedeckt sind, fallen zuerst flach nach N., dann steil nach S. und SW. Anfangs war ich nicht sicher, ob diese Schichten, deren Thone etwas weniger schieferig sind, als dies bei den oberen Hieroglyphenschichten meist der Fall zu sein pflegt, zu den letzteren oder zum Miocän gehören. [1]) Die Verfolgung derselben nach SO. aber und der Vergleich mit den sicheren Bildungen von Gierczyce ergab, dass hier oligocäne obere Hieroglyphenschichten [2]) vorliegen. Die nähere Untersuchung des angrenzenden Gebietes zeigt, dass die Fortsetzung dieser Schichten in Kurów, Kopaliny und Stary Wiśnicz aus völlig typischen oberen Hieroglyphenschichten, d. i. blaugrauen Schiefern in Wechsellagerung mit mürben, meist feinkörnigen, grauen, dünnbankigen Hieroglyphensandsteinen besteht. Trotzdem eine ziemlich ausgedehnte Lössdecke die Untersuchung erschwert, sind diese Schichten doch an mehreren Orten gut zu beobachten, am besten in den kleinen Schluchten, welche in der Gegend Grabina vom Mały Wiśniczer Rücken gegen das südliche Kurower Thal hinabziehen. Das Einfallen ist daselbst ziemlich flach nördlich. An drei Stellen sind diesen Schichten typische Menilitschiefer eingeschaltet, in Doluszyce, Kurów und Wiśnicz mały.

Die Menilitschiefer von Kurów wurden bereits vom Prof. Niedzwiedzki bemerkt. Es sind dies schwarze oder braunschwarze bituminöse Schiefer mit Fischresten und Opalschiefer, die sich an der Stelle, wo ich sie beobachten konnte, am Nordabhang des Kurówer Berges, mit den blaugrauen Schiefern der oberen Hieroglyphenschichten verbinden und anfangs nach NO., dann nach S. einfallen. Der Beobachtungspunkt von Prof. Niedzwiedzki (l. c. pag. 46) scheint sich übrigens nach seiner Beschreibung etwas weiter nördlich zu befinden, wo die Menilitschiefer durch Schurfarbeiten zu Tage gefördert wurden und oberflächlich durch Löss bedeckt sind. In Kurów selbst und auf dem Wege nach Kopaliny erscheinen auch da und dort undeutliche Aufschlüsse von oberen Hieroglyphenschichten.

---

[1]) Prof. Niedzwiedzki scheint dieselben in der That in's Miocän gestellt zu haben.

[2]) Unter dieser Bezeichnung sind in der vorliegenden Arbeit nur die schieferigen Alttertiärschichten des Hügellandes gemeint. (Vergl. Verhandl. 1885, pag. 36 und weiter unten den Abschnitt über das Alttertiär.)

In Doluszyce endlich erscheinen hellbraune Menilitschiefer mit schwarzen und gestreiften Hornsteinen an der Landesstrasse nach Wiśnicz mit westlichem Fallen.

In Wiśnicz mały wurden die Menilitschiefer in dem kleinen Thälchen westlich vom Meierhof in typischer und verhältnissmässig mächtiger Entwicklung angetroffen. Ihre Ausbildung ist hier verschieden von der Kurówer, es liegen hier nicht schwarze, sondern braune blätterige Schiefer mit gelben Beschlägen und gestreifte Hornsteine vor. Wichtig ist der Umstand, dass hier mit diesem typischen Menilitschiefer jene Abänderung zusammen vorkommt, die ich zuerst aus der Umgebung von Jasło beschrieben habe, nämlich hellgelbliche Kalkschiefer von feinem Korne mit Fischresten.[1]) Das Einfallen dieser Menilitschiefer richtet sich nach NO. und NNO. Auf die Menilitschiefer folgen südlich obere Hieroglyphenschichten, die zuerst nach NO., dann nach S. einfallen und nach Wiśnicz stary fortsetzen. Hier bietet der Wiśniczbach einigen Aufschluss. Unweit westlich von der Einmündung des Klein-Wiśniczer Baches beobachtet man im Wiśniczer Bache flach lagernde obere Hieroglyphenschichten, die von Ciężkowicer Sandsteinen, welche die Höhe südlich davon zusammensetzen, bedeckt werden. Die Hieroglyphenschichten enthalten hier einige Lagen hellbräunlicher Menilitschiefer eingeschaltet, die auch hier mit den Jasłoer Kalkschiefern verbunden sind. Die Mächtigkeit dieser Schiefer ist eine so geringe, dass es unmöglich ist, sie kartographisch auszuscheiden. Die Menilitschiefer sind hier reich an Fischschuppen und trotz ihrer äusserst geringen Mächtigkeit unverkennbar.

Westlich fortschreitend gelangt man bald aus dem Bereiche der oberen Hieroglyphenschichten in das Gebiet der Ciężkowicer Sandsteine, die im Wiśniczer Bache und in mehreren Brüchen beim alten Schlosse Wiśnicz gut aufgeschlossen sind. Die Ciężkowicer Sandsteine sind hier sehr typisch ausgebildet, fallen mit circa 25 Grad nach Süden ein und enthalten unterhalb des Schlosses eine im Bache aufgeschlossene Lage von bläulichem, schieferigem Thone mit zahlreichen exotischen Blöcken, unter denen namentlich schöne tithonische Korallenkalke auffallen. Ein loses, gerolltes Stück von Ciężkowicer Sandstein erwies sich voll von Orbitoiden, die wahrscheinlich zu *Orbitoides nummulitica* gehören. Weiter südlich, da, wo die Strasse von Lipnica murowana in's Wiśniczthal einmündet, sind die Ciężkowicer Sandsteine durch die schwarzen Schiefer und kieseligen Sandsteine der Bonarówkafacies vertreten.

Begibt man sich von Wiśnicz über Kopaliny und Doluszyce nach Kolanów bei Bochnia zurück, so bewegt man sich fort auf Ciężkowicer Sandstein. Die Aufschlüsse sind zwar ziemlich spärlich, aber sie genügen doch, um dies zu constatiren. Erst in Kolanów treten wieder an Stelle der Ciężkowicer Sandsteine Bonarówkaschichten, die den nördlichen Theil des Kolanówer Waldes (Skarbowy las auf der Karte) zusammensetzen. Auch hier sind leider nur wenig Aufschlüsse vorhanden, man ist auf die kleinen Entblössungen angewiesen, die der Łapczycer Bach unterhalb und östlich des Försterhauses darbietet und auf verlassene

[1]) Jahrbuch, 1883, Bd. 33, pag. 467. — Verhandl. 1882, pag. 306.

und längst überwachsene alte Steinbrüche im Walde. Das Einfallen ist an zwei Stellen als nördlich beobachtet worden. Nur da, wo der Kolanówer Wald mit seinem Nordende ganz nahe an die Kaiserstrasse herantritt, erscheint wieder der typische, sehr mürbe, in Sand und Grus zerfallende, dickbankige Cięzkowicer Sandstein. Trotz der Grösse des Aufschlusses ist das Einfallen, wie bereits Niedzwiedzki bemerkt, nicht deutlich zu sehen. Dies tritt beim Cięzkowicer Sandstein nicht selten ein, ich habe dies namentlich an solchen Stellen beobachtet, wo der Cięzkowicer Sandstein besonders mürbe und dickbankig ist. Wenige Schritte weiter östlich sind am Waldrande Spuren eines dünnblätterigen, chocoladebraunen, bituminösen, rothbraun verwitterten Schiefers zu sehen, welchen Niedzwiedzki mit Recht als Menilitschiefer gedeutet hat. Das petrographische Aussehen stimmt vollkommen überein mit jenen Menilitschiefern, welche als dünne Zwischenlagen im Cięzkowicer Sandstein auftreten. Als derartige Zwischenlage möchte ich auch den hier vorliegenden Menilitschiefer auffassen, der ebenfalls zu wenig mächtig ist, um auf der Karte ausgeschieden werden zu können.

Es ergibt sich aus dem bisherigen, dass ein einheitlicher Zug von oberen Hieroglyphenschichten mit mehreren Einlagerungen von Menilitschiefern von Kolanów-Bochnia (Czerwieniec) nach Doluszyce, Mały-Wiśnicz, Stare-Wiśnicz in südöstlicher Richtung verfolgt werden kann, dem ein Zug von Cięzkowicer Sandsteinen parallel läuft. Der letztere erreicht am Rande des Kolanówer Waldes, zwischen diesem und der Kaiserstrasse sein Nordende, wird in Kolanów durch die Bonarówkafacies vertreten, besteht aber am äussersten Nordende abermals aus Cięzkowicer Sandstein in Verbindung mit Menilitschiefer. Die Menilitschiefer von Kurów und die von Kolanów gehören zwei verschiedenen Gebirgsgliedern an und können daher nicht miteinander in Verbindung gebracht werden.

Bochnia-Doluszyce-Pogwisdów.

Den vorhin erwähnten Zug von Cięzkowicer Sandstein verquert man sehr bequem, wenn man das Doluszycer Thal bis auf die Höhe von Pogwisdów verfolgt und da in südsüdwestlicher Richtnug zum Nieprzesnabach hinabsteigt. Die ersten Aufschlüsse befinden sich in dem kleinen Wäldchen am Ostgehänge des Doluszycer Thales, östlich von dem Punkte 262 der Pogwisdówer Strasse und östlich von jener Stelle, wo das Thal aus der nördlichen in die nordöstliche Richtung übergeht. Es befinden sich daselbst mehrere Steinbrüche, welche in typischem Cięzkowicer Sandstein angelegt sind. Grobe Sandsteinbänke wechseln mit mürben Kugelsandsteinen und schwärzlichen, bräunlichen, rostfarbenen, sandigen Schiefern und enthalten auch Andeutungen von rothen Schiefern. Das Einfallen ist gegen N. oder NNO. gerichtet. Im Bache wiederholen sich diese Aufschlüsse mehrfach bis zur Höhe und zeigen allenthalben flach nördliches Einfallen. Auf der Höhe von Pogwisdów sind mehrere Steinbrüche östlich von der Strasse angelegt, in welchen die besonders dickbankigen und etwas festeren Lagen dieses Sandsteines ausgebeutet werden. Hier ist die Lagerung weithin eine fast vollkommen flache. Da nun in den weiter südlich folgenden

Aufschlüssen ein flach südliches Einschiessen der Schichten beobachtet wird, so ergibt sich mit Sicherheit, dass der verquerte Zug von Ciężkowicer Sandstein hier eine grosse, ziemlich flache Anticlinale bildet.

Etwa 1·6 Kilometer westlich von dieser Anticlinale befindet sich der von Niedzwiedzki beschriebene Neocomaufbruch von Pogwisdów (s. Taf. II, Profil I). Von der auf der Höhe gelegenen Siedelung Żelazowice verlaufen zwei bewaldete Schluchten nach Süden zum westlichen Seitenthale von Pogwisdów. Diese Schluchten zeigen Sandsteine aufgeschlossen, die petrographisch ganz dem Ciężkowicer Sandsteine entsprechen. Im oberen Theil der östlichen Schlucht ist das Einfallen südlich. Der zwischen beiden Schluchten gelegene Bergrücken enthält einen Kern von Neocomschichten, die an zwei Stellen künstlich blossgelegt sind. Die eine, bereits von Niedzwiedzki beschriebene Stelle befindet sich in der oberen Partie des Rückens, die andere liegt am Südende desselben und ist vom westlichen Pogwisdówer Seitenthal aus zugänglich. Petrographisch stimmen die hier aufgeschlossenen Schichten mit dem Neocom von Wieliczka gut überein. Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen, sehr festen, kalkigen, bläulichgrauen Sandsteinbänken von 15—20 Centimeter Dicke, mit dunkeln, bläulichgrauen, gelblichgrau verwitternden sandigen Schiefern. Der Sandstein enthält nicht selten Brocken von Schwarzkohle und undeutliche Reste von verkohlten Pflanzenstengeln.

Im südlichen Steinbruche erscheint ausserdem eine braune Conglomeratbank, ähnlich wie in Wieliczka. Während aber diese Bank sonst reich an Fossilien, namentlich Belemniten ist, konnten hier nur etliche schlecht erhaltene Bryozoën und Korallen aufgefunden werden. Von Versteinerungen ist ausserdem eine höchstwahrscheinlich mit *Inoceramus salisburgensis* identische Inoceramenart (vergl. weiter unten), eine neue Orbitoidenart und mehrere andere Foraminiferen zu nennen. Fucoiden kommen im Sandsteine, noch mehr aber in den Schieferlagen vor. Im oberen nördlichen Steinbruche fallen die Schichten flach nach SO. ein, biegen plötzlich steil um und fallen unter den Ciężkowicer Sandstein. Prof. Niedzwiedzki erschliesst aus der Combination der Aufschlüsse im Schottersteinbruch und in der östlich benachbarten Schlucht, dass die Schichten mit Inoceramen den Ciężkowicer Sandstein überlagern und lässt daher die Möglichkeit offen, dass die ersteren Schichten, unter der Voraussetzung, dass die massig-mürben Sandsteine der mittleren Kreide angehören, die obere Kreide repräsentiren könnten. Meine Beobachtungen dagegen lassen die Inoceramen führenden Schichten als das Unterste erkennen und es entfällt somit der einzige Grund, der für Niedzwiedzki vorhanden war, um an der Identität dieser Schichten mit dem Wieliczkaer Neocom bei der vollkommenen petrographischen Uebereinstimmung zu zweifeln. Da weiter östlich, bei Okocim, dieselben Schichten mit bezeichnenden Neocomversteinerungen abermals zum Vorschein kommen, kann man den Pogwisdówer Aufbruch mit noch grösserer Beruhigung in's Neocom stellen.

Im unteren Steinbruche liegen die Neocomschichten ziemlich flach und zeigen nur ein schwaches Einfallen nach SSO. Darüber ruht ohne die Spur irgend einer Störung in demselben Steinbruche ein Sandstein, der dem Ciężkowicer Sandstein petrographisch vollkommen gleicht.

Das Hervortreten der Neocomschichten, welche offenbar den Kern der Pogwisdówer Anticlinale bilden, an die Tagesoberfläche ist wohl einer kleinen mit Bruch verbundenen Verticalverschiebung zuzuschreiben. Es lässt sich dies freilich bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse kaum direct nachweisen, die vorhandenen Beobachtungen wenigstens sprechen dafür.

Ich habe mich bei der Aufnahme dieses Gebietes bemüht, Anhaltspunkte zur Entscheidung der Frage zu gewinnen, ob hier in den auf dem Neocom regelmässig aufruhenden Sandsteinen, die mit dem Ciężkowicer Sandstein petrographisch so vollkommen als möglich übereinstimmen, nicht die mittlere Kreide mitvertreten sein könne. Leider ist es mir nicht gelungen, bezeichnende Fossilien aufzufinden, dagegen hat Prof. Niedzwiedzki in Sandsteinen von ähnlicher Beschaffenheit bei Wieliczka Ammoniten entdeckt, die zwar leider etwas schlecht erhalten sind — wie das eben in den Flyschbildungen leider die Regel ist —, aber soweit der Erhaltungszustand ein sicheres Urtheil zulässt, in der That auf mittlere Kreide verweisen.

Demgemäss kann bei der völlig ungestörten Auflagerung der massig-mürben Sandsteine auf den Neocomschichten in Pogwisdów gegen die Möglichkeit, dass ein Theil der ersteren die mittlere Kreide darstellt, kein stichhältiger Einwand erhoben werden. Ja diese Annahme findet in der Lagerung der Ciężkowicer Sandsteine auf der Linie Doluszyce-Pogwisdów-Nieprzesnia, die eine flache regelmässige Anticlinale bilden, eine nicht unwesentliche Stütze, da die Neocomschichten ungefähr in der Mitte dieses Sattels zum Vorschein kommen. Man könnte sich nun leicht vorstellen, dass auf dem Neocom zuerst mittelcretacische Sandsteine flach auflagern und auf diesen wieder petrographissh vollkommen identische, alttertiäre Sandsteine liegen, die nach Nord hin regelmässig vom cretacischen Kern abfallen.

Wie sich aus dem Folgenden ergeben wird, wiederholen sich diese Lagerungsverhältnisse auch an anderen Stellen, wie im Ciężkowicer Zuge und am Liwocz, so dass dadurch die Annahme der Vertretung des Niveaus der Godulasandsteine an Wahrscheinlichkeit sehr wesentlich gewinnt. Ferner sprechen auch die später zu erörternden Verhältnisse des Istebna-Sandsteines so sehr für diese Annahme, dass ich mich nach reiflicher Erwägung aller Umstände genöthigt sehe, im Gebiete von Bochnia mittlere Kreide auszuscheiden, wenn ich auch nicht in der Lage bin, die Grenze zwischen dem cretacischen und dem alttertiären Theile des massig-mürben Sandsteines festzustellen. Die Ausdehnung, die dem ersteren bei Pogwisdów zugestanden werden kann, dürfte verhältnissmässig nicht sehr beträchtlich sein. Etwa 500 Meter östlich vom oberen Neocomaufbruche fand ich in Berdychów die für die alttertiären Sandsteine bezeichnenden Lithothamnien, die jedenfalls erweisen, dass der Ciężkowicer Sandstein dieser Partie bereits dem Alttertiär angehört.

Die anticlinale Lagerung der Ciężkowicer Sandsteine in Pogwisdów regt auch noch eine andere Frage an. Sie zwingt nämlich zu der Annahme, dass die menilitschieferführenden Schichten von Doluszyce-Kurów, die das Ansehen der oberen Hieroglyphenschichten besitzen, jünger sind, als die darunter einfallenden Ciężkowicer Sandsteine. Auch

in anderen Gegenden meines Aufnahmsgebietes führen die Lagerungsverhältnisse zu diesem Ergebnisse, während nur für den kleineren Theil desselben an der von Paul u. A. in Ost- und Mittelgalizien gewonnenen Ansicht, dass die schieferigen oberen Hieroglyphenschichten die Basis des Alttertiärs bilden, festgehalten werden konnte. Die „oberen Hieroglyphenschichten“ des Hügellandes im oben auseinandergesetzten engeren Sinne genommen und die Ciężkowicer Sandsteine, soweit sie mit Menilitschiefern in Verbindung stehen und dem Alttertiär angehören, können daher nur als Facies gelten, ein Verhältniss, zu dessen Gunsten auch noch andere Beobachtungen verwerthet werden können (vergl. weiter unten).

In den Steinbrüchen und Aufschlüssen der Ortschaft Żelażowice, ferner in dem Steinbruche im Las Bukowina fallen Ciężkowicer Sandsteine ziemlich flach nach Ost, gegen West schneiden sie bei der Ortschaft Dombrowice ab und setzen nur mit südlich fallenden Schichten in einem schmalen Band nach Grabina und Podsobolowice (Berg Małachowiec) fort.

Gierczyce-Buczyna (südwestlich von Bochnia). — Der Raum, der durch das Abschneiden des Ciężkowicer Sandsteinzuges bei Dombrowice gewonnen wird, erscheint von oberen Hieroglyphenschichten eingenommen, die sich auf dem Gebiet der Ortschaften Gierczyce, Czyrzyczka, Dombrowice, Buczyna, Nieszkowice małe und Włosłowice ausdehnen. Ziemlich zahlreiche Aufschlüsse sieht man in Czyrzyczka, ferner in den Schluchten nördlich dieser Ortschaft, welche sich zu dem Thälchen östlich von Gierzyce vereinigen. An vielen Stellen ist das Einfallen nördlich, doch erscheinen da und dort auch südliche Richtungen oder rasches Wechseln der Fallrichtung. Es treten hier blaugraue Schiefer verbunden mit dünnschichtigen Hieroglyphensandsteinen auf und enthalten in der östlichsten der genannten Schluchten kleine exotische Gesteinsblöcke. Oestlich von Czyrzyczka gegen Łapczyce sind die Aufschlüsse äusserst mangelhaft, doch sprechen mehrere Umstände dafür, dass sich dieselben Schichten bis gegen das Südwestende von Łapczyce erstrecken. In Gierczyce sind ebenfalls kleinere Aufschlüsse an der Dorfstrasse zu bemerken. Westlich vom Dorfe, in der Nähe der Grenze des Kartenblattes Bochnia wurde ein Versuchsschacht auf Kohle abgeteuft, in welchem, wie die zurückgebliebene Halde zeigt, dieselben Schichten in vorwiegend schieferiger Entwicklung durchfahren wurden. Neben den gewöhnlichen Schiefern erscheint hier ein grünlicher, glauconitischer Sandstein und nicht unbeträchtliche Partien von faserigem Gyps. Die Gypsführung, ferner die thonige Entwicklung der Schichten lässt, ähnlich wie südlich von Czerwieniec bei Bochnia, die Vermuthung aufkommen, ob man es hier nicht vielleicht noch mit miocänen Bildungen zu thun habe. Da aber diese Schichten in die unzweifelhaft oligocänen Hieroglyphenschichten von Czyrzyczka übergehen und mit Menilitschiefern verbunden sind, hat diese Vermuthung als unstichhältig zu entfallen. Die betreffenden Menilitschiefer in Form hellchocoladefarbener Schiefer mit Fischresten bemerkt man schon bei der erwähnten Halde, noch besser sind sie an der Strasse zu sehen, die vom Gierczycer Wirthshaus an der Kaiserstrasse nach Nieszkowice małe führt.

Eine noch mächtigere Einlagerung von Menilitschiefer tritt südlich davon, in Włosłowice auf. Meine Beobachtungen beziehen sich daselbst auf die vom Wloszczyceberg (364 Meter) nach Südost herabziehende Schlucht, wo lockere, gelbbeschlagene, hellbraune oder hellchocoladefarbene, bituminöse Fischschiefer von genau demselben Aussehen, wie in Gierczyce, gut aufgeschlossen sind. Diese Schiefer wechseln hier mit Schichten vom Charakter der typischen oberen Hieroglyphenschichten und fallen nordwärts ein.

Südlich von dieser Schieferzone herrschen obere Hieroglyphenschichten, die zuerst nach Norden, dann Südosten einfallen und nördlich von der Ortschaft Grabina von südlich einschiessenden Cięzkowicer Sandsteinen überlagert werden.

Die Niederung zu beiden Seiten der Kaiserstrasse nördlich von Gierczyce gegen Lapczyce hin, welche die Grenze der oligocänen Flyschbildungen gegen das Miocän enthalten muss, ist leider von Löss bedeckt. Der Löss ist typisch entwickelt, aber fast schneckenfrei. Nur die kleine Lösspartie, welche das Gehänge der östlichsten Schlucht von Czyrzyczka einnimmt, enthält überaus zahlreiche Schnecken, darunter eine grosse *Helix*, eine *Clausilia,* ferner *Pupa muscorum*, *Helix hispida* und *Succinea oblonga.* Erratische Blöcke wurden hier nur vereinzelt aufgefunden.

Sobolów-Królówka-Trziana-Zonia-Łąkta.

Südlich von der schmalen Zone vom Cięzkowicer Sandstein, die wir zwischen Grabina-Buczyna und dem Polanka- oder Sobolówer- (auch Nieprzesnia-) Thal verquert haben, treten auf der Südseite dieses Thales abermals obere Hieroglyphenschichten auf. In Sobolów bietet das kleine Thälchen, welches gegenüber dem Grabinathal in das Hauptthal mündet, anfangs Aufschlüsse in südlich fallenden oberen Hieroglyphenschichten. Dann folgt der Cięzkowicer Sandstein in typischer Ausbildung, begleitet von rothem Thon. Von Sobolów erstrecken sich die oberen Hieroglyphenschichten nach O., dann SO. gegen Wola nieszkowska und Królówka, streichen von da nach Süden gegen Leszczyna und Trzciana und biegen hier abermals gegen Zbydniów nach Westen um, so dass sie einen förmlichen Halbkreis um die aus Cięzkowicer Sandstein zusammengesetzte Bergmasse von Zonia und Cichawka bilden. Im Thale von Wola nieszkowska fallen die Schichten nach S. oder zeigen raschen Wechsel in der Fallrichtung, in den Schluchten südlich vom Meierhofe ist das Einfallen steil nach O. oder ONO. gerichtet.

Die Grenzen zwischen den oberen Hieroglyphenschichten und den Cięzkowicer Sandsteinen sieht man in dem auf dem Bergrücken gelegenen Theil von Wola nieszkowska. Anfangs wechseln obere Hieroglyphenschichten mit Cięzkowicer Sandsteinen, bis gegen W. der letztere Typus rein und ausschliesslich entwickelt ist. Die Grenze ist demnach nicht scharf, und es ist deutlich ein Abfallen der ersteren Schichten vom Cięzkowicer Sandstein zu beobachten (s. Taf. II, Profil I). Im weiter südlich folgenden Wolabache sind die Cięzkowicer Sandsteine mit zahlreichen exotischen Blöcken, namentlich tithonischen Korallenkalken, südöstlich fallend bei der alten Klause zu sehen; östlich davon,

wo die zusammenhängende Waldbedeckung aufhört, erscheinen obere Hieroglyphenschichten mit östlichem, dann mit südwestlichem Einfallen. Auch auf dem Wege, der vom Wolathal durch den Wald Wichraz nach Leszczyna führt, sind anfangs dieselben Schichten, dann Cięzkowicer Sandsteine zu sehen. Letztere sind sehr typisch entwickelt und fallen im Allgemeinen nach S. ein.

In Leszczyna konnten die oberen Hieroglyphenschichten an einer Stelle mit steil südlichem Einfallen beobachtet werden, gegenüber dem Meierhofe fallen sie steil nach NNW. Auf dem Wege, der von der Landesstrasse östlich von Leszczyna nach Królówka führt, enthalten die oberen Hieroglyphenschichten in der Nähe des Seitenthales, das von hier zum Meierhofe von Leszczyna sich erstreckt, eine Einlagerung des so bezeichnenden hellen kalkigen Jasłoer Fischschiefers. Das Einfallen richtet sich hier, wie auch weiter gegen Królówka gegen SW.

Im Thale von Królówka zeigen mehrere Aufschlüsse die besprochenen Schichten mit westlichem oder westnordwestlichem Einfallen. Die Grenze gegen den Cięzkowicer Sandstein erscheint ungefähr da, wo die Strasse von Królówka nach Wiśnicz das Królówkathal verlässt und sich gegen Osten wendet. Nördlich von dieser Stelle sieht man nur typische Cięzkowicer Sandsteine, deren Bänke an einzelnen Stellen selbst 5 Meter Mächtigkeit erreichen können; Fallen S. und SW.

An zwei Stellen greifen die bogenförmig um die Berggruppe von Zonia herumziehenden oberen Hieroglyphenschichten nach Osten in das Gebiet der Cięzkowicer Sandsteine ein, und zwar in der Gegend südöstlich von Królówka und bei Łąkta dółna und górna. In Machówka stehen zu beiden Seiten der Poststrasse Cięzkowicer Sandsteine an. In den obersten Partien des Kamionówka-Thales dagegen, das sich von der Höhe von Muchówka westlich von der Kaiserstrasse gegen Łąkta dółna zieht, erscheinen obere Hieroglyphenschichten mit westsüdwestlichem Einfallen. Diese Schichten stehen offenbar mit denen von Królówka, mit welchen sie auch eine übereinstimmende Lagerung und Streichung zeigen, in Zusammenhang, während sie nach Osten hin unweit der Kaiserstrasse auskeilen. Verfolgt man das erwähnte Thälchen nach Süden, so sieht man bald typische Cięzkowicer Sandsteine mit westlichem oder westsüdwestlichem Einfallen die oberen Hieroglyphenschichten überlagern und bis an den Ausgang des Thälchens anhalten. In Łąkta górna dagegen erscheinen abermals südwestlich fallende obere Hieroglyphenschichten, welche sich ungefähr bis zum Wirthshaus Wąsówka und dem Ausgang des Beldnoer Thälchens erstrecken. Oestlich von der Kaiserstrasse keilen sie bald aus, westlich dagegen ziehen sie nach Kierlikówka, Ujazd und Trzciana. Ungefähr gegenüber dem Wirthshause Wąsówka, südlich vom Meierhofe Łąkta górna ist eine kleine, NW.-einfallende Partie von Cięzkowicer Sandstein zu beobachten.

Die in dem kurz beschriebenen Gebiete vorhandenen Aufschlüsse reichen demnach hin, um die Verbreitung der beiden Oligocänfacies in den Hauptzügen zu erkennen. Nach der Art derselben sollte man, wenn man von der Voraussetzung ausgeht, dass die oberen Hieroglyphenschichten die untere, die Cięzkowicer Sandsteine die obere Abtheilung des Alttertiärs vorstellen, erwarten, dass die ersteren regelmässig und flach unter die letzteren einschiessen. Davon ist jedoch

nichts zu beobachten, man sieht im Gegentheil die oberen Hieroglyphenschichten im Umkreise der Zonia von den massig-mürben Sandsteinen abfallen, welche auf der Höhe selbst flach gelagert erscheinen. Danach wären auch hier die letzteren die ältere, die ersteren die jüngere Schichtgruppe und es kann mit Recht vermuthet werden, dass die mittelste Partie der Zonia cretacischen Alters ist und hier eine ähnliche flache Anticlinale vorliegt, wie sie in Pogwisdów nachgewiesen werden konnte.

Brzeźnica-Podjasień-Poremba-Kobyle.

Der nördlichste Karpathenstreifen östlich von Kurów bei Bochnia besteht in einer Breite von ungefähr 7 Kilometer bis an den Dunajec fast ausschliesslich aus massig-mürben Sandsteinen und Bonarówkaschichten, aus denen einzelne Kreideinseln auftauchen.

In der westlichsten Partie dieses Zuges, die durch die oben genannten Ortschaften umschrieben ist, konnte ich nur an einer Stelle Bildungen auffinden, die dem Neocom angehören mögen. Es sind dies schwarze Schiefer mit dunkeln, grauen und grünlichen Sandsteinen, die zuweilen Kohlentrümmer und Zerreibsel von Molluskenschalen und Bryozoën führen. Die betreffenden Schichten, die im oberen Theile des Thales von Podjasień aufgeschlossen sind, fallen zuerst nach NW., dann nach SO. Leider gelang es mir nicht, entscheidende Fossilien aufzufinden; da überdies die petrographische Entwicklung keine typische ist, muss es vorläufig unentschieden bleiben, ob hier Neocom oder Bonarówkaschichten vorliegen. Die erstere Auffassung erscheint mir wahrscheinlicher und wurde daher auf der Karte adoptirt.

Bonarówkaschichten sind übrigens in der Umgebung von Podjasień typisch ausgebildet und weit ausgedehnt. Die ganze nördliche Partie des karpathischen Randstreifens zwischen Brzeźnica, Poremba, Podjasień und dem Uszwicafluss besteht aus schwarzen Schiefern in Wechsellagerung mit dunkeln, kieseligen Sandsteinen, hie und da auch mit Kugelsandsteinen. Gute Aufschlüsse über diese Entwicklung bietet das östliche Seitenthal von Brzeźnica, welches ungefähr parallel mit der von dieser Ortschaft nach Uszwica führenden Strasse verläuft. Namentlich im oberen Theil dieses Thales sind die schwarzen Schiefer und kieseligen Sandsteine mit vielfach wechselndem, aber stets flachem Fallen weithin entblösst. In der Nähe der Strasse treten auch kleine Partien von rothem Thon auf.

Dieselben Schichten sieht man auch in den Schluchten der beiden Thäler von Poremba, ferner im Thälchen von Nowawies. Im letzteren verbinden sich die Bonarówkaschichten mit einzelnen Lagen von Ciężkowicer Sandstein, die aber zu wenig ausgedehnt und mächtig sind, um besonders ausgeschieden werden zu können. Am äussersten Nordrande sind die Aufschlüsse wegen der grösseren Mächtigkeit und Verbreitung der Lössdecke am dürftigsten, doch sind an einigen Stellen der Schluchten südlich von Jasień kleine Entblössungen von Bonarówkaschichten vorhanden, welche beweisen, dass die ganze vorhin umschriebene Partie des Nordrandes zum grössten Theil oder ausschliesslich aus diesen Schichten besteht.

Nur in dem schon erwähnten Thale von Podjasień trifft man südlich vom Meierhof, bevor man noch die früher erwähnten fraglichen Neocomschiefer erreicht, blaugraue Mergelschiefer und Sandsteine mit Ausscheidungen von faserigem Gyps an. Die Entblössungen, die über diese Schichten Aufschluss geben, sind leider sehr beschränkt. Man wäre vielleicht geneigt, diese Schichten noch zum miocänen Salzgebirge zu zählen, wenn nicht ihre Aehnlichkeit mit den Bildungen von Gierczyce es wahrscheinlicher machen möchte, dass hier die oberen Hieroglyphenschichten vorliegen. Bei besseren Aufschlüssen würden sich derartige Zweifel gewiss gar nicht erheben können, hier ist man aber leider auf so kümmerliche Beobachtungen angewiesen, dass man derartigen Unsicherheiten zuweilen nicht entgehen kann.

Südlich von der randlichen Partie der Bonarówkaschichten herrscht die Facies der Ciężkowicer Sandsteine vor, die im NW. zwischen Brzeźnica und Kurów beginnend gegen Kobyle und Uszwica hinziehen. Sie sind verhältnissmässig gut aufgeschlossen, fallen bei Zagumnie und Królowa góra nach S. und SO., im Kobylethal nach N. — NNO., in Stare Wisnicz, gegenüber der Mündung der Wisnica, nach S. In Uszwica enthalten sie zahlreiche Lithothamnienknollen. Exotische Blöcke führen da und dort sowohl die Bonarówkaschichten, wie die Ciężkowicer Sandsteine, doch nicht in auffallender Menge.

Diluvialbildungen sind namentlich im Norden bei Podjasień, Jasień und Brzeźnica stark entwickelt. Zwischen dem letzteren Orte und Maly-Wisnicz ist das nordische Diluvium dadurch interessant, dass es neben verschiedenerlei krystallinischen Gesteinen auch Geschiebe des untersilurischen Orthocerenkalkes mit *Illaenus Chiron Holm* enthält. Löss bedeckt die Grenze zwischen dem miocänen Salzgebirge und den oligocänen Bildungen der Karpathen in noch ausgedehnterer Weise wie bei Bochnia.

Der Nordrand zwischen der Uszwica und dem Dunajec.

Okocim-Bochiniec. Die Karpathenrandzone bei Okocim ist durch das Vorhandensein eines langen Zuges von wohlcharakterisirten Neocombildungen ausgezeichnet, der bei Okocim beginnt und bis über Bochiniec hinausreicht. Die ersten Aufschlüsse bieten die Schottersteinbrüche von Okocim dar, welche auf dem Bergrücken südlich vom Nizny dwór gelegen sind. Die Neocombildungen fallen hier nach S. ein und sind in der Facies von Wieliczka und Pogwisdów bei Bochnia entwickelt. In der unteren Partie wiegen Sandsteine und Conglomerate, in der oberen Schiefer vor, stets aber stehen Sandsteine und Schiefer in Wechsellagerung. Die Schiefer sind blätterig, grau gefärbt und verwittern hellgrau, bläulichgrau oder weisslich. Die Sandsteine sind meist dünnplattig, schieferig, hart, grau gefärbt, gelblich verwitternd. Einzelne Lagen werden dickbankig und enthalten dann nur geringe Partien von Schieferzwischenmittel. Im Allgemeinen sind hier die Sandsteine weniger hart wie in Pogwisdów. Manchmal nehmen die dunklen Schieferlagen mehr oder minder reichlich Sand und kleinere oder grössere Geschiebe auf, und wandeln sich dadurch in Conglomeratsandstein um, der von Thonschnüren durchzogen ist und häufig Fossilien in meist zerbrochenem Zustande führt. Häufig erscheint *Belemnites*

bipartitus, Cidaritenstacheln, Spongien, Aptychen u. dergl. Die vollständige Fossilliste wird weiter unten mitgetheilt werden. Ebenso können die Sandsteine in Conglomeratsandsteine übergehen.

Die Schiefer enthalten nicht selten bis kopfgrosse exotische Jurablöcke, auch kleine starkverwitterte und daher kaum erkennbare Stücke von krystallinischem Schiefer. Die Schiefer und die feinkörnigen Sandsteine enthalten nur sehr selten Versteinerungen. Die Inoceramen von Pogwisdów scheinen hier zu fehlen.

Der nächste Neocomaufschluss findet sich am Nordgehänge des Okocim-Berges nördlich von der Dorfstrasse und circa 375 Meter östlich von der Kirche. Es sind hier in einer kleinen Entblössung dieselben Sandsteine und Schiefer zu sehen, wie in den vorher beschriebenen Steinbrüchen. Oestlich davon mangeln auf 2 Kilometer Entfernung jegliche Aufschlüsse, erst im Bochiniecthale, das nach Jadowniki führt, erscheinen abermals grössere Entblössungen von Neocomschichten, die auf die Wallfahrtskirche St. Anna zu streichen (s. Tafel II, Profil II). In der Bachsohle sind von S. nach N. zuerst steil S.-fallende Sandsteine vom Aussehen der Cięzkowicer Sandsteine zu sehen, dann folgen graue Schieferthone mit dünnen, kieseligen Sandsteinlagen und eine kleine Partie von rothem Thon. Daran grenzen unmittelbar ohne erkennbare Störung die Neocombildungen, welche mit senkrecht stehenden schwärzlichen und dunkelbläulichgrauen Schiefern beginnen. Die Schiefer enthalten krummschalige Partien von schieferigen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinen. Dann erscheinen steil NNO.-fallende schwärzliche und graue Schiefer mit grauen, harten, plattigen Sandsteinen, 3 Meter mächtig, sodann 3 Meter schwärzlichgraue Schiefer mit Linsen von hartem, aptychenführendem Sandstein mit Kohlenbrocken und mit kleinen Partien von Conglomeratsandsteinen und endlich schwarze Schiefer mit geaderten, krummschaligen Sandsteinschiefern, die zuerst steil südlich fallen, dann mehrfache Windungen und Wechsel in der Fallrichtung zeigen.

Diese Glieder wiederholen sich noch mehrfach, bis in der Gegend Wielki Zagrody graue, rothe und schwarze Schiefer auftreten, die dem Complex der Cięzkowicer Sandsteine angehören dürften. Die Neocomschichten ziehen sich durch kleine Rutschungen aufgeschlossen zur Kirche St. Anna und sind noch östlich davon am Gehänge der ersten Schlucht, welche vom Höhenrücken gegen Jastew zieht, in Form schwarzer, südlich fallender Schiefer mit dunkeln geaderten Sandsteinen zu sehen. Noch weiter östlich vermochte ich keine Aufschlüsse mehr aufzufinden, die eine weitere Fortsetzung dieses Neocomzuges andeuten würden.

Bezieht man die beschriebenen Aufschlüsse, die in ungefähr ostwestlicher Richtung aufeinanderfolgen, auf einen continuirlichen Zug, so erhält derselbe eine Länge von 5·5 Kilometer. Die grösste Lücke in diesem Zuge liegt zwischen dem östlichen Aufschluss von Okocim und Bochiniec und beträgt 2 Kilometer. Möglicherweise hat man es daher nicht mit einem, sondern mehreren Zügen zu thun, die durch jüngeres Gestein getrennt sind. Der Fehler ist jedenfalls nicht gross, wenn man die vorhandenen Aufschlüsse zu einem Zuge zusammenzieht.

Die Gegend südlich von diesem Neocombande ist sehr einförmig gestaltet. Sie besteht ausschliesslich aus Sandsteinen vom Typus des

Ciężkowicer Sandsteines mit einzelnen kleinen Partien von zwischengelagerten Bonarówkaschichten und rothen Thonen. Südlich von Okocim befindet sich im Walde Mały las, nahe der Landstrasse, ein grosser Steinbruch, welcher typischen, südlich fallenden Ciężkowicer Sandstein in Bänken bis zu 5 Meter Mächtigkeit zeigt. Gute Aufschlüsse sind ferner im oberen Theile des Seitenthales südlich von Okocim, an der Strasse von Okocim nach Porąbka uszewska und südlich von St. Anna zu sehen. Der directe Contact zwischen dem Neocom und dem massigmürben Sandstein wurde nur in Bochiniec beobachtet, wo die Grenze scharf ist.

Complicirter ist die Zusammensetzung der Gegend nördlich vom Neocomzuge und ihr Bau wegen der mächtigen Lössdecke und dem Mangel an Aufschlüssen schwer zu erkennen. Bei Okocim sah ich in dieser Zone nur an einer Stelle eine Entblössung, und zwar circa 250 Meter nördlich vom Meierhof am Ostende des Dorfes. Die daselbst gegen Brzesko ziehende Schlucht zeigt typischen, steil S.-fallenden Ciężkowicer Sandstein mit exotischen Blöcken. Es dürfte demnach auch die Gegend zwischen dieser Stelle und dem Uszwicathal aus demselben Gebilde oder den gleichwerthigen Bonarówkaschichten, die westlich vom Uszwicathal so mächtig entwickelt sind, bestehen.

Oestlich davon sind einige Aufdeckungen im obersten Theile des Baches von Nowawies [1]) (Zagrody), welcher sich in der Nähe der Kaiserstrasse mit dem Bache von Jadowniki vereinigt, zu beobachten. Es sind hier blaugraue oder grünliche, südlich fallende schieferige Thone sichtbar, auf welchen graugrüne, feinkörnige, harte, dünnbankige Sandsteine oder gestreifte sandig-kieselige Mergel mit secundären Knickungen und Faltungen aufruhen. Die betreffenden Schichten konnten nur an dieser Stelle wahrgenommen werden. Da Fossilien nicht aufzufinden waren, konnte die Zugehörigkeit und das geologische Alter derselben leider nicht festgestellt werden.

In der Gegend zwischen Bochiniec und Jadowniki-Jastew liegen die Verhältnisse wieder insoferne sicherer und klarer, als daselbst an zwei Stellen Menilitschiefer auftreten. Das eine dieser Vorkommen befindet sich in der obersten Partie der Schlucht, die von Bochiniec nach Jastew führt. Daselbst treten typische, bläulichschwärzliche, gelb verwitternde Menilitschiefer auf, mit welchen sich ein Wechsel von grusigen Ciężkowicer Sandsteinen, rothen, schwärzlichbläulichen und grünlichen Schiefern mit kieseligen Sandsteinen verbindet. Diese Schichtenentwicklung setzt sich, bald den Typus der Bonarówkaschichten, bald den der Ciężkowicer Sandsteine zeigend, einestheils nach O. bis zum Thal von Porąbka uszewska fort, anderntheils nach W. zum Jadówniker Thal.

Das zweite Vorkommen von Menilitschiefern wurde ganz nahe dem Hauptthale von Jadowniki in jener kleinen Schlucht, welche nördlich von Bochiniec und westlich vom Wege Jadowniki-St. Anna zum Hauptthale führt, angetroffen. Daselbst erscheint neben Ciężkowicer Sandsteinen und Bonarówkaschichten ein eigenthümlicher, zu Sand zerfallender Sandstein, welcher bis zu 50 Meter Mächtigkeit erreichen dürfte. Durch gröberes Material gebildete Streifen zeigen in der schein-

[1]) Nicht zu verwechseln mit Nowawies im Uszwicathale.

bar schichtungslosen Masse die Schichtung an (Fall steil SSO.). Der Sand oder Sandstein enthält gerundete Brocken von rothem Thon und halbgerundete Sandsteingeschiebe vom Aussehen der Karpathensandsteine. Diese groben Geschiebe bilden einzelne Lagen, können aber auch stellenweise die ganze Masse zusammensetzen. Tithonische Geschiebe erscheinen darin nur sehr selten. Weiter nördlich folgen helle Menilitschiefer mit schwarzen Hornsteinen. Das Vorkommen karpathischer Geschiebe legt die Vermuthung nahe, dass hier vielleicht schon eine miocäne Ablagerung vorliege. Die gesammten Lagerungsverhältnisse scheinen jedoch mehr für Oligocän zu sprechen und ich glaube daher die beschriebene Ablagerung dem Ciężkowicer Sandstein, für den ja das Vorkommen von zu Sand zerfallenden Lagen bezeichnend ist, zustellen zu sollen. Unter dieser Voraussetzung gewinnt dieses Vorkommen karpathischer Geschiebe ein bedeutendes Interesse.

Im Thal von Jadowniki ist das Oligocän nördlich von der Neocomzone nur mangelhaft aufgeschlossen. Man sieht im Anschluss an letztere südlich einfallende schwarze Schiefer in mehrfachem Wechsel mit grünlichem und rothem Schiefer. Wenn demnach auch die Beobachtungen in der Randzone nördlich vom Bochiniec nur lückenhafte sind, so ergibt sich doch so viel, dass hier Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten mehrfach mit einander wechseln und mit Menilitschiefern in Verbindung stehen. Auf der Karte machte die Ausscheidung der kleinen Partien von Bonarówkaschichten Schwierigkeiten, es wurde daher diese Zone als Ciężkowicer Sandstein ausgeschieden. Auch die beiden Menilitschiefervorkommnisse wurden auf der Karte ihrer sehr geringen Mächtigkeit wegen nicht ausgeschieden. Sie erweisen mit voller Sicherheit, dass hier nördlich vom Neocomzuge als nördlichste karpathische Zone Oligocän entwickelt ist, welcher unter das Neocom einfällt.

Für die Deutung der Sandsteine im Hangenden des Neocoms dagegen liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Nimmt man jedoch die Vertretung der mittleren Kreide als erwiesen oder als sehr wahrscheinlich an, so liegt kein Grund vor, die Zugehörigkeit der Sandsteine südlich vom Neocomzuge zu dieser Stufe auszuschliessen. Dass in Bochiniec zwischen dem Neocom und den massig-mürben Sandsteinen eine kleine Partie rothen Thones entwickelt ist, kann kein Hinderniss hiefür bilden. Rothe Thone sind für die Facies der massig-mürben Sandsteine bezeichnend und können daher sowohl in der mittleren Kreide, wie im Alttertiär erwartet werden, wenn diese Stufen durch die genannte Facies vertreten werden. Auf der Karte wurde daher südlich vom Neocomzuge Okocim-Bochiniec eine Zone von mittlerer Kreide eingetragen, wobei freilich zugestanden werden muss, dass die südliche Begrenzung derselben noch willkürlicher ist, als in Pogwisdów bei Bochnia.

Porąbka uszewska-Łysa góra-Grabno-Wielka wies am Dunajec. In der weiter östlich folgenden, durch die genannten Orte streichenden Randzone wurden durch Versteinerungen sichergestellte Neocombildungen nur in Porąbka uszewska aufgefunden. Am östlichen Gehänge des Thales befinden sich kleine Steinbrüche, welche das Neocom aufschliessen. Ein Bruch, welcher unweit nördlich von der Kirche gelegen ist, zeigt südlich einfallende bläuliche Schiefer und

bankige, feste, graue Sandsteine, welche petrographisch vollkommen denen von Okocim, Pogwisdów u. s. w. entsprechen. Die Sandsteine gehen hie und da in Hornstein über, haben aber sonst ein kalkiges Bindemittel. Eine Lage enthält Kohlenbrocken und führt *Aptychus angulicostatus*. Im Liegenden dieser Partie befindet sich in Uebereinstimmung mit den Verhältnissen von Okocim ein mächtiger, weisser, grobkörniger Sandstein.

Wenige Schritte weiter nördlich erscheint eine ganz abweichende Ablagerung, nämlich graue Fleckenmergel und bläuliche, ziemlich kieselige, aussen gelblich oder schmutzig-weisslich verwitternde Schiefer mit zahlreichen Fucoiden in Verbinduug mit plattigen, seltener schwach krummschaligen, harten, innen grauen, aussen braun verwitternden Sandsteinen, die schmale, bis zu 3 Decimeter mächtige Bänke bilden. Ausser den genannten Fucoiden konnten in diesen, weiter östlich noch viel stärker entwickelten Schichten keine Fossilien aufgefunden werden. In Porąbka uszewska wurden diese Schichten als Liegendes des Neocom ziemlich weit bis unterhalb der Kamionka verfolgt. Dann scheinen sie sich auszukeilen, um in Łysa góra, Sufczyn und Grabno mit verstärkter Mächtigkeit wieder aufzutauchen. In Łysa góra dürften sie ebenfalls mit versteinerungsführendem Neocom verbunden sein, da in den Bachgeschieben ein kleines Exemplar von *Phylloceras Rouyanum* gefunden werden konnte. Die Aufschlüsse sind jedoch daselbst so mangelhaft, dass ich in der kurzen Zeit, die mir zur Untersuchung zu Gebote stand, nichts Sicheres darüber erheben konnte. In Sufczyn setzen diese Schichten die Flur Zagórz am Südende des Dorfes zusammen und erscheinen in grosser Mächtigkeit zwischen Grabno und dem Dunajec bei Wielka wies ausgebildet. Aufschlüsse bietet sowohl das Ostgehänge des Thales von Grabno, wie auch der Thaleinschnitt von Milówka nach Wielka wies und die Gegend Zamek am Dunajec dar (s. Taf. II, Profil IV). Die Entwicklung der regelmässig nach S. einfallenden Schichten ist ähnlich wie in Porąbka, nur herrschen hier im Allgemeinen die Fleckenmergel über die Sandsteine vor und haben bei hellerer, manchmal grellweisser oder grünlichweisser Färbung einen höheren Kalkgehalt aufzuweisen. Begeht man den Bergrücken vom Zamek nach S., so trifft man südlich von der Hauptzone von Fleckenmergel noch zwei weitere Aufbrüche dieser Schichten an.

Das geologische Alter dieser eigenthümlichen, durch ihre helle Färbung, ihren Kalkgehalt und ihren hohen Reichthum an Fucoiden auffallenden Schichten ist bei dem Mangel bezeichnender Fossilien nicht vollkommen sicher bestimmbar. Nach ihrer Lagerung an der Basis des Neocoms und nach ihrer petrographischen Beschaffenheit glaube ich sie in's Neocom einreihen zu sollen. Während sie bei Porąbka und Łysa góra nur die tiefere Partie des Neocoms bilden, scheinen sie weiter östlich das gesammte Neocom zu vertreten, da daselbst von den versteinerungsführenden Neocomschichten keine Spur mehr aufgefunden werden konnte. A. v. Alth[1]), welcher diese Schichten am Zamek beobachtet hat, spricht von einer Aehnlichkeit mit den Teschener Kalken,

[1]) Stosunki topograficzno-geologizne kolej Tarnowsko-Leluchowskiej. Spraw. komis. Fisiograficz. Bd. XI, Krakau 1877, pag. 30 des Separatabdrucks.

die jedoch in Wirklichkeit eine nur sehr geringe ist. In der Karte wurden diese Schichten als helle Fleckenmergel vom sicheren Neocom getrennt gehalten.

Ein unbedeutender, durch zahlreiche Kalksandsteine gekennzeichneter Neocomaufbruch wurde ferner noch im südlichsten Theile des Dorfes Łysa góra an dem nach Grabno führenden Gemeindewege aufgefunden. Ohne Zweifel sind in dem umschriebenen Terrain ausser den bisher namhaft gemachten noch andere Neocomaufbrüche vorhanden, deren Auffindung detaillirteren Untersuchungen vorbehalten bleiben muss. Grosse Schwierigkeiten werden übrigens stets die mangelhaften Aufschlüsse bereiten.

Wie das Neocom selbst, so sind auch die dasselbe überlagernden jüngeren Schichten nur schlecht aufgeschlossen. Südlich einfallende Bonarówkaschichten und Ciężkowicer Sandsteine wurden in vielfachem Wechsel im oberen Theil des Dębinski potok nordöstlich vom Porąbkaer Neocomaufbruch aufgefunden. Dieselben Schichten wurden verbunden mit rothen Thonen auch in der südlichen Partie von Łysa góra, südlich von Sufczyn, Grabno und Zamek und in Milówka constatirt. Wo die Aufschlüsse nur einigermassen deutlich sind, hat man stets Schichten vom Typus der Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten vor sich. Legt man die bei Beschreibung des Neocoms von Pogwisdów und Bochiniec dargelegten Anschauungen über die Vertretung der mittleren Kreide auch dieser Gegend zu Grunde, so wird man einen Theil dieser Sandsteine im Hangenden des Neocoms, der mittleren Kreide zuzustellen, den anderen als alttertiär zu betrachten haben. Dass die Abgrenzung dieser Partien eine ziemlich willkürliche ist, ergibt sich nach den vorhergehenden Auseinandersetzungen von selbst. Während bei Okocim, Bochiniec und Porąbka im N. der Neocomzone ein Band von Oligocänbildungen zu beobachten war, treten hier die Fleckenmergelzüge von Zagórz bei Sufczyn und von Grabno-Zamek direct an die subkarpathische Lösszone heran. Die mehrfache Wiederholung der Fleckenmergel und der mittelcretacischen Sandsteine, der vollkommene Parallelismus der Schichten und die geringe Mächtigkeit der ersten mittelcretacischen Zone sprechen dafür, dass diese Wiederholung auf Faltung verbunden mit Längsbrüchen zurückzuführen sei (s. Taf. II, Fig. IV).

W i s n i c z - K o b y l e - C h r o m o w - L i p n i c a - T y m o w a - U s z e w - B i e s i a d k i - Z l o t a - Z a k l i c z y n a m D u n a j e c. Die Gegend südlich von den Neocomaufbrüchen des Nordrandes zeigt eine sehr eintönige geologische Zusammensetzung. Für die Orientirung erscheint am wichtigsten die weitere Nachweisung des Zuges von oberen Hieroglyphenschichten, welche wir von Kolanów über Kurów und Kopaliny nach Wisnicz stary verfolgt haben. In letzterer Localität ist dieser Zug stark verschmälert, ohne ganz abgeschnitten zu sein, da sich Spuren von oberen Hieroglyphenschichten in den beiden Thälchen, die vom Drapirzberge (Lexandrowa) gegen Kobyle ziehen, auffinden liessen. Deutlichere Aufschlüsse bietet der Lonmaer Bach in der Gegend Dzialy, wo am Ostgehänge südöstlich fallende obere Hieroglyphenschichten auftreten. Nach O. wird dieser Zug immer breiter, erscheint im Chromówer Thale mehrfach aufgeschlossen und zieht von da nach Gnojnik, wo er durch den Löss der Uszwica-Terrassen stark bedeckt ist.

Oestlich von der Uszwica streichen die oberen Hieroglyphenschichten mit vergrösserter Breite über Biesiadki, Lewniowa nach Jurków, Zlota und Faliszowice, wo sie unter den Diluvial- und Alluvialbildungen des Dunajec verschwinden. Hier am Dunajec erreicht dieser Zug seine grösste Breite. An drei Orten konnten darin Einlagerungen von Menilitschiefern aufgefunden werden, in Chromów, in der mittleren Partie des Dorfes Biesiadki, südlich von der Kirche und im östlichen Seitenthale von Zlota (s. Taf. II, Prof. II). In Zlota und Biesiadki sind es typische chocoladefarbene, hellverwitternde, Melettaschuppen führende, kleinblätterige Schiefer, mit weiss- und schwarzgestreiften Hornsteinen, welche ebenso wie die begleitenden Schiefer und Sandsteine nach S. und SW. einfallen. In Chromów sind es die hellen Kalkschiefer von Jasło. Die Mächtigkeit der Menilitschiefer ist gering. Ebenso ist die Erstreckung im Streichen unbedeutend.

Die oben umschriebene Zone von oberen Hieroglyphenschichten wird im N. und S. von Cięzkowicer Sandsteinen begrenzt, die im N. mit den Sandsteinen südlich von Brzesnica, Okocim, Doly und Grabno zusammenhängen, im S. die Fortsetzung der breiten Zone Wisnicz-Kolanów bilden. Das Einfallen dieser Sandsteine ist meist südlich, mit einzelnen, mehr oder minder bedeutenden Abweichungen. So fallen die Schichten des Cięzkowicer Sandsteines im östlichen Theile des Dorfes Kobyle, an der Strasse mehrfach aufgeschlossen, regelmässig nach N. bis NNO. ein. Sehr gut aufgeschlossen sind südlich bis südöstlich fallende Cięzkowicer Sandsteine längs der Strasse, die von Brzeźnica nach Uszwica führt.

In der Gegend südlich von Okocim, Porąbka und Łysa góra sind die Aufschlüsse ebenfalls ziemlich reichlich und zeigen allenthalben typischen Cięzkowicer Sandstein mit südlichem oder südsüdwestlichem Einfallen. Einschaltungen von Bonarówkaschichten sind in dieser Gegend verhältnissmässig selten, rothe Thone wurden namentlich bei Lewniowy und Rostoka angetroffen. In der verhältnissmässig gut aufgeschlossenen Gegend von Melstyn, Zawada und Rostoka bei Zakliczyn am Dunajec ist das Fallen der typisch ausgebildeten Cięzkowicer Sandsteine nach S. gerichtet, nur bei der Dunajecfähre an der Strasse von Zakliczyn nach Olszyny fallen die Schichten nach N. Es treten hier mürbe weisse Sandsteine mit schwärzlichen Schieferzwischenlagen auf, welche eine ungefähr 1 Meter mächtige harte Conglomeratbank enthalten. Die Blöcke der letzteren sind nuss- bis kopfgross und zum Theil durch kieselige Sandsteine, zum Theil durch schwarzen Schiefer verbunden. Dieselben Gesteine, namentlich Gneisse, die anderwärts als einzelne exotische Blöcke auftreten, bilden hier eine Conglomeratlage, deren kleinere Elemente, namentlich die weissen Quarze, wohlgerundet erscheinen. An einzelnen Stellen wiegen die schwarzen, schieferigen, glimmerreichen, sandigen Zwischenmittel über den Sandstein vor und nähern sich der Facies der Bonarówkaschichten.

In den Cięzkowicer Sandsteinen dieser Gegend konnten zwei Menilitschiefer-Einlagerungen nachgewiesen werden. Die eine befindet sich in Lewniowy unweit nördlich von der Stelle, wo die Strasse von Niedzwiedza von der rechten auf die linke Seite des Baches übergeht. Die andere liegt im unteren Theile der Gemeinde Gwózdziec. In beiden

Fällen sind die Menilitschiefer typisch, werden von weissen oder hellgrünlichen mergeligen Lagen, die in regelmässigen dünnen Bänkchen mit schwärzlichen Schiefern wechseln, begleitet und zeigen im Liegenden eine untergeordnete Entwicklung von blaugrauen Schiefern vom Aussehen der oberen Hieroglyphenschichten. Diese letztere ist nur wenig mächtig und weicht bald südlichfallenden Ciężkowicer Sandsteinen. Menilitschieferähnliche Zwischenlagen wurden namentlich im Sandstein der Gegend Czarny Ugory südlich von Niedzwiedza aufgefunden.

Der südliche Zug von Ciężkowicer Sandstein bietet fast noch weniger Bemerkenswerthes dar. An mehreren Stellen gehen die grobmassigen Sandsteine in Bonarówkaschichten über, wie in Lomna, Leksandrowa, zwischen Polom und Lipnica górna und südlich von Tymowa. Ziemlich häufig trifft man Einschaltungen von rothen Thonen an, in besonders auffallender Weise nördlich von Lipnica murowana an der Strasse nach Wisnicz. Sehr bezeichnend für den Ciężkowicer Sandstein sind die Aufschlüsse, welche im Bette des Tymower Baches längs der Landesstrasse von Tymowa nach Lipnica zu sehen sind. Der Sandstein ist hier sehr mürbe und gewinnt stellenweise das Aussehen von Sand. Der Bach hat sich deshalb ein ziemlich tiefes muldenförmiges Gerinne daselbst eingegraben und bietet fortlaufend Aufschlüsse dar. Trotzdem ist an keiner Stelle das Einfallen deutlich zu beobachten. Die härteren, kugeligen oder sphäroidalen, bis zu 1 Meter Durchmesser besitzenden Partien wurden ringsum abgewaschen und liegen nun in grosser Menge frei im Bachbette umher.

Die Diluvialbildungen bestehen in dem eben beschriebenen Gebiete aus Löss, Schotter und nordischen Blöcken. Ziemlich ausgedehnte, vorwiegend aus Löss bestehende Terrassen begleiten die Uszwica zwischen Gosprzydowa, Gojnik und Uszew und den Dunajec zwischen Czchów und Domaslowice und zwischen Olszyny und Sukmanie. In Domaslowice und Biskupice lanckoronskie treten unter dem Löss ziemlich mächtige Schotterlagen aus Gesteinen der Flyschzone und namentlich des Tatragebirges gebildet, hervor. Nordische Blöcke sind in der Nordrandzone nicht selten, finden sich aber nirgends in besonders auffallender Menge. Mischschotter von karpathischen und nordischen Geschieben wurden von Löss begleitet am Gehänge des Jeziorek-Baches südlich von Jaworsko beobachtet. Die südlichsten Marken des nordischen Diluviums, die ich hier auffinden konnte, bilden die Granitblöcke bei Tymowa, Czchów und Iwkowa.

Der Nordrand zwischen den Flüssen Dunajec und Wisloka.

Das Gebiet des Wał zwischen dem Dunajec und der Biala südlich von Tarnów. Die Berggruppe des Wał (526 Meter), welche im O. und W. durch die genannten Flüsse, im N. durch die Diluvialterrasse von Szczepanowice-Buczyna, im S. durch die Niederung von Siemichów zwischen Zakliczyn und Gromnik begrenzt wird, scheint zu den interessantesten Partien des Gebirgsrandes zu gehören. Ueber die geologische Zusammensetzung dieser Gegend kann ich nur spärliche Mittheilungen machen, da sie nicht in mein Aufnahmsgebiet hineinfällt. Eine gelegentlich ausgeführte Excursion zeigte zunächst, dass in

dieser Gegend die Fleckenmergel, welche am Nordrande östlich von Porąbka eine so wichtige Rolle spielen, hier noch mächtiger entwickelt sind und mit Gesteinen verbunden zu sein scheinen, welche die Facies der sogenannten Ropiankaschichten besitzen. Die ersten Spuren dieser Schichten trifft man von N. her in Szczepanowice an, wo bläuliche Thone, verbunden mit krummschaligen Kalksandsteinen und Fucoidenmergeln zum Vorschein kommen. Dieselben Schichten setzen auch das Terrain des südlicher gelegenen Plesna zusammen und lassen sich in etwas geänderter Zusammensetzung nach Lowczowek verfolgen. In dem kleinen Thälchen, das von Rychwałd nach Lowczowek sich erstreckt, zeigen die Aufschlüsse dünngeschichtete, hell- und dunkelgestreifte Fleckenmergel, mit dem Fall nach S. und SO. An einzelnen Stellen erscheinen darin grobbankige, bis zu 1 Meter mächtige Sandsteinbänke, die im oberen Theile des Thales in Rychwałd stark vorwiegen, später aber wieder einer Entwicklung von Fleckenmergel Platz machen. Auf der Höhe von Lichwin górny erscheinen massige Sandsteine, deren Bänke hie und da in flacher Lagerung aus dem Boden aufragen, ferner grusige, grobkörnige, massig-mürbe Sandsteine mit Kohlentrümmerchen, vom Aussehen der Ciężkowicer Sandsteine. Auch diese Sandsteine enthalten noch Schieferzwischenlagen, die dem Fucoidenschiefer ähnlich sind. Ob man diese Sandsteine, oder die tieferen Sandsteinpartien, die noch echte Fucoidenschiefer führen, als Repräsentanten der mittleren Kreidehorizonte zu betrachten habe, ist beim völligen Mangel von Versteinerungen eine schwer zu entscheidende Frage.

Die Höhe des Wał wird ebenfalls aus massig-mürben Sandsteinen gebildet, welche gleichmässig mit südlichem Einfallen auf den vorhin beschriebenen Sandsteinen aufruhen. Auf dem Wege von Lichwin nach Chojnik erscheinen da, wo sich der Weg nach Siedliska abzweigt, helle, hornsteinführende Menilitschiefer in Verbindung mit rothen Thonen, die, wie wir später sehen werden, sehr häufig die Menilitschiefereinlagerungen im Ciężkowicer Sandstein begleiten. Darauf folgen abermals massige Sandsteine, die endlich in Chojnik den Mergelschiefern der oberen Hieroglyphenschichten Platz machen.

Nach diesen dürftigen Beobachtungen lässt sich wenigstens so viel behaupten, dass im Norden der Wałgruppe eine breite, an das Miocän und die diluviale Ebene angrenzende Zone von Fleckenmergeln entwickelt ist, in deren hangendem Theile massige Sandsteine vorwiegen. Sodann folgen Ciężkowicer Sandsteine mit Menilitschiefern und rothen Thonen und endlich die oberen Hieroglyphenschichten. Die letzteren dürften im Südosten die Wałgruppe umgeben, da sie auch in Garbek bei Tuchow aufgeschlossen sind. Bei der Mächtigkeit und Vielgestaltigkeit der Kreidebildungen des Wałgebietes können von einer detaillirten Untersuchung desselben wichtige Ergebnisse erwartet werden.

Die Fortsetzung der Kreidebildungen des Wał treffen wir am Ostufer der Biała bei Klokowa und Poręba an. Es treten auch hier Fleckenmergel, verbunden mit Sandsteinen, Schiefern und krummschaligen Kalksandsteinen, auf.

Lose gefundene Menilitschiefer beweisen jedoch, dass auch hier oligocäne Gebirgsglieder vorhanden sind. Für die Kenntniss des geo-

logischen Baues dieses Theiles des Randgebirges wäre es von grosser Wichtigkeit, zu wissen, ob diese Kreidebildungen von Klokowa-Poręba mit denen von Tarnowiec und Wólka bei Tarnów in directem Zusammenhange stehen. Da ich in diese, ebenfalls ausserhalb meines Aufnahmsgebietes gelegene Gegend nur eine flüchtige Excursion zu richten in der Lage war, konnte ich diese Frage nicht zur Entscheidung bringen und muss mich darauf beschränken, zu erwähnen, dass die wenigen Spuren von Aufschlüssen, die ich bei Zawada sehen konnte, nicht sehr für diese Verbindung sprechen. In Tarnowiec und Wólka ist die untere Kreide vorwiegend durch bläuliche Schiefer und krummschalige Kalksandsteine vertreten, die Fleckenmergel treten hier sehr zurück. Die Höhe des Bergrückens von Tarnowiec mit der Martinscapelle besteht aus massigen Sandsteinen vom Typus der Ciężkowicer. Ein Theil derselben im Hangenden der unteren Kreidebildungen dürfte wohl zur mittleren Kreide zu stellen sein.

Die Gegend von Pilzno und der Kokoczzug.

Zwischen Tarnowiec, südlich von Tarnów und dem Städtchen Pilzno an der Wisloka verläuft der Nordrand der Flyschzone westöstlich. Wie schon erwähnt, ist er so stark durch Diluvien verdeckt, dass der Uebergang aus der Ebene in das gefaltete Gebirge wenig auffallend ist. Nur zwei Kuppen markiren den Gebirgsrand, die von Tarnowiec im Westen und die des Zdół im Osten. Die letztere ist niedriger und weniger auffallend. Sie besteht aus hellem, hornsteinführendem Menilitschiefer, welcher zuerst SSW., dann weiter nördlich nach N. einfällt. Es dürfte dieser Wechsel der Fallrichtuug jedoch nur untergeordnete Bedeutung haben.

Bewegt man sich vom Zdół nach S. (siehe Taf. II, Profil III), um das Gebirge zu verqueren, so hat man zunächst das Längsthal von Łęki zu passiren, welches leider so stark mit Löss, Sand und sogenanntem Berglehm erfüllt ist, dass das Grundgebirge fast gänzlich unsichtbar bleibt. Dasselbe kommt in grösserer Ausdehnueg erst in Zwiernik in Form von Bonarówkaschichten zum Vorschein, welche einen breiten mächtigen Zug von durchschnittlich 4·5 Kilometer Breite zusammensetzen. Es ist dies die directe Fortsetzung des von mir früher beschriebenen Helm-Czarnorzekizuges, welcher bisher aus der Gegend von Brzozów in Mittelgalizien bis an die Wisloka verfolgt wurde. Bei Sanok als schmale Zone mit nordwestlichem Streichen beginnend, erhält er nördlich von Krosno die grösste Breite und Höhe. Anfangs aus Menilitschiefern und Ciężkowicer (Magura-) Sandsteinen bestehend, nimmt er allmälig die Facies der Bonarówkaschichten auf, welche weiter westlich fast ausschliesslich vorherrscht. Das nordwestliche Streichen geht schon auf dem Terrain des Kartenblattes Brzostek-Strzyszów in ein nordwestliches über und auf dem vorliegenden Blatte endlich ist das Streichen dieser Zone fast westöstlich, mit einer nur geringen Abweichung nach N. Während der östliche Theil dieses Zuges als selbstständiges Gebirge aus der niedrigeren Umgebung hervortritt, ist dieser westlichste Ausläufer desselben durch keinerlei Höhenunterschiede von der Umgebung ausgezeichnet. Es ist dies wohl eine Folge der weicheren, leichter denudirbaren Beschaffenheit der Schichten, unter

denen Thone eine wichtige Rolle spielen. Nur eine beschränkte Partie im Süden des Zuges bildet einen scharf ausgesprochenen, dem Hauptstreichen genau parallelen Höhenkamm, der im Kokocz die Höhe von 441 Meter erreicht. Es treten eben hier harte kieselige Sandsteine in grösserer Menge in die Zusammensetzung des Gebirges ein und bedingen die grössere Höhe desselben.

Die Aufschlüsse innerhalb dieser Zone, die von Demborzyn am Dunajec über Zagórce, Grabie, Zwiernik, Zalasowa, Trzemesna, Lękawka und Lękawica gegen Poręba streicht und hier an den Kreidebildungen ihr westliches Ende erreicht, sind fast allenthalben reichlich. Im äussersten Osten bietet sich ein guter Durchschnitt längs der von Bielowy durch Demborzyn hindurchgehenden Strasse nach Jodlowa dar. Hat man die aus Sand und Löss bestehende Terrasse bei Bielowy passirt, so trifft man das Grundgebirge am Berge Demborzyn an, wo nach SSW. steil einfallende schwarze Schiefer in Wechsellagerung mit harten kieseligen, zuweilen schwarz und weiss gestreiften, oder gebänderten Sandsteinen anstehen. In der nördlichen Partie des Berges verbinden sich mit diesen Schiefern etwas mürbere, mehr krummschalige Sandsteine und Eisensteine oder eisenschüssige Sandsteine. Einzelne Partien des Schiefers zeigen rostbraune, andere helle Beschläge und letztere erinnern an Menilitschiefer. Diese Schichten setzen unter Vorwiegen bald des blätterigen Schiefers oder schieferigen Thones, bald des Sandsteines die ganze Erhöhung des Demborzyn zusammen.

Weiter südlich gewährt der Demborzyner Bach Aufschlüsse. In der Nähe der Mündung desselben, gegenüber dem Meierhofe, herrschen Schiefer vor, die röthliche und weisse Beschläge haben und chocoladefarben verwittern, daher petrographisch dem Menilitschiefer sehr ähnlich sind; Fall flach SSW. Weiter südlich erscheinen nach SSW. steil einfallende massig-mürbe, mittelkörnige, weisse Sandsteinlagen von 1 bis $1^1/_4$ Meter Mächtigkeit, welche durch sandige, blätterige, schwärzliche Schiefer mit rostbraunen und schwefelgelben Beschlägen getrennt werden. Diese Sandsteine sind nichts anderes als eine schwache Vertretung der Ciężkowicer Sandsteine, beide Facies treten hier, wie an so vielen anderen Stellen, mit einander in Wechsellagerung. So wichtig solche Stellen zum Beweise der Zusammengehörigkeit der Bonarówkaschichten und der Ciężkowicer Sandsteine sind, so bereiten sie doch gerade bei der Kartirung grosse Schwierigkeiten. In ihren Extremen und bei ausschliesslicher oder fast ausschliesslicher Entwicklung einer Facies sind die fraglichen Schichten petrographisch so grundverschieden, dass man sich genöthigt fühlt, sie getrennt auszuscheiden — und es lässt sich diese Trennung in vielen Gegenden auch ganz streng durchführen. Häufig treten aber beide Facies eine so vielfache und enge Verknüpfung ein, dass die Ausscheidung beider eine grosse, bei einer Uebersichtsaufnahme undurchführbare Arbeit verursachen würde und selbst bei sehr detaillirten Aufnahmen nicht ganz consequent vorgenommen werden könnte. Es konnte deshalb bei Kartirung nur auf die Hauptentwicklung Rücksicht genommen werden.

Oestlich von der beschriebenen Stelle treten rothe Thone, südlich davon schwarze Schiefer mit dünnbankigen Sandsteinen auf. In dem

weiter südlich gelegenen Jodlowa herrschen bereits südlich fallende obere Hieroglyphenschichten.

Dieselbe Zusammensetzung, wie in Demborzyn, denselben Wechsel von Gesteinstypen, zeigen die Bonarówkaschichten mit geringen Abänderungen in der ganzen Zone bis an ihr Westende. Es kann daher wohl die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse unterbleiben, die bei dem Mangel jedweder Gesetzmässigkeit zu keinem Ergebnisse führen würde. Nur einiger interessanterer Einzelheiten möchte ich hier gedenken. Im Thal von Zwiernik zeichnen sich die Bonarówkaschichten durch die Führung zahlreicher exotischer Blöcke aus. Neben vielen versteinerungsreichen Tithonblöcken, neben Augengneissen und Quarziten treten auch dunkle röthliche und bläuliche paläozoische Kalke mit Korallen und Bryozoën auf, die wohl mit dem gleich zu erwähnenden Kohlenkalke von Trzemesna identisch sein dürften. In der Gegend gegen Budyn zu (beim Bauer Mizek) bilden diese exotischen Blöcke in dunklem Thone eingeschlossen ein Conglomerat, welches zahlreiche, leider schlecht erhaltene und unbestimmbare Bivalven, darunter *Pectunculus sp.* führt. Dieses Conglomerat war zur Zeit der Untersuchung in einem kleinen Versuchsschacht auf Naphta aufgeschlossen.

Noch grossartiger wie in Zwiernik ist die Blockbildung in Trzemesna, und zwar namentlich in jenem Theil des Thales, wo ein kleines Seitenthal von der Czumaska góra herabkommt, entwickelt. Der Reichthum an exotischen Blöcken ist hier ein so grosser, dass man im Bachbett auf Schritt und Tritt die verschiedenartigsten Gesteine antrifft. Auch die Grösse der einzelnen Blöcke ist hier bedeutender, als an irgend einem anderen von mir besuchten Punkte. Kopfgrosse Geschiebe sind hier häufig, es kommen aber auch zahlreiche grössere Geschiebe von $^1/_2$—1, selbst 2 Cubikmeter Inhalt vor. Das grösste Exemplar war ein grauer granitischer Gneiss von 6 - 8 Cubikmeter Inhalt. Die Form der Geschiebe ist verschiedenartig, die tithonischen Blöcke zeigen meistens die Form wohlgerundeter Strandgerölle, die Gneisse und die übrigen Gesteine haben verschiedenartige prismatische Gestalten und sind bald eckig, bald kantengerundet.

Das Vorkommen der Blöcke im Gestein ist ebenfalls verschiedenartig. Bald erscheinen sie vereinzelt im schwarzen Thon eingeschlossen — und dies sind dann in der Regel grössere Blöcke —, bald erscheinen sie als Bestandtheile fester Conglomeratbänke, bald liegen sie in grosser Anzahl in einem dunklen, zur Hälfte aus Sand, zur Hälfte aus Thon gebildeten Gestein und setzen dann entweder nur einzelne Linsen im mürben, grusigen Sand oder Sandstein zusammen oder bilden selbstständige Schichten.

Die petrographische Beschaffenheit der Blöcke ist in Trzemesna eine sehr mannigfaltige. Bei der kurzen Zeit, die mir zur Untersuchung zur Verfügung stand, konnte ich nur die häufigsten der hier vorkommenden Gesteinstypen berücksichtigen. Als solche stellen sich die im allgemeinen Theile näher zu beschreibenden Gneissvarietäten, Quarzite und tithonische Kalke dar. Etwas seltener sind Brocken von Kohle und von Fleckenmergel und dunkle carbonische Kalke mit Korallen, Bryozoën und Brachiopoden, die auch in Zwiernik vorkommen. Ein derartiger ungefähr quadratischer, auf der Oberfläche geglätteter,

jedoch mit genug scharf ausgesprochenen Kanten versehener Block hatte den Inhalt von mindestens einem Cubikmeter. Ein davon losgeschlagenes Stück enthält einen *Productus*, der wahrscheinlich mit *Productus giganteus* identisch ist. Die petrographische Beschaffenheit erinnert sehr an den Kohlenkalk des Krakauer Gebietes. Ich zweifle nicht daran, dass ein fleissiger Sammler in diesem Gebiete aus den exotischen Carbonblöcken eine kleine Suite aufbringen könnte, die jedenfalls grosses Interesse verdienen würde. Da Prof. Niedzwiedzki auch in der Umgebung von Wieliczka exotische Carbonblöcke auffand, so scheinen dieselben am Nordrande der westgalizischen Karpathen eine ziemlich grosse Verbreitung zu besitzen. Die geologische Bedeutung dieser Funde wird im allgemeinen Theile erörtert werden.

Neben exotischen Blöcken enthalten die Thäler von Trzemesna und Zwiernik auch zahlreiche grosse erratische Geschiebe, so dass man sich vor Verwechslungen wohl hüten muss. Bei der gänzlichen petrographischen Verschiedenheit der exotischen und der erratischen Geschiebe ist indessen die Unterscheidung keine schwierige. Rothe Gneisse und Granite und hellrothe Pegmatite, welche die Hauptmasse der nordischen erratischen Gesteine bilden, findet man unter den exotischen Blöcken niemals. Das häufigste Gestein der letzteren ist wohl auch ein Gneiss, der bald als Augengneiss, bald als granitischer, bald als glimmerschieferähnlicher Gneiss entwickelt ist, seine Farbe ist jedoch stets eine mehr oder minder graue, nur selten mit einem Stich in's Röthliche oder Gelbliche. Ueberdies ist die Structur des exotischen Gneisses eine sehr bezeichnende.

Der tectonische Bau des ganzen Zuges ist kein einheitlicher. Nur da, wo die Gesteine eine massigere Zusammensetzung haben, ist das Einfallen ziemlich gleichbleibend südlich In jenen Theilen des Zuges dagegen, wo Thone oder Thone mit dünnschichtigen Sandsteinen vorherrschen, ist der Wechsel der Fallrichtung ein sehr häufiger. In solchen Gegenden gibt der Geologe den Versuch, die jeweilige Fallrichtung einzutragen, bald auf, da es ebensowenig wie beim Auftreten der einzelnen Gesteinsfacies möglich ist, irgend eine Gesetzmässigkeit zu erkennen. Jedenfalls ist aber eine Reihe von secundären Falten vorhanden, wie ich dies in dem Profile (Taf. II, Prof. III) anzudeuten versucht habe.

Die Begrenzung des Kokoczzuges ist, wenigstens nach S. hin. eine sehr scharfe. Die S. Grenze verläuft nördlich von der Czechówka nach Dzwonowa, von da nach Wola lubecka, geht durch den Kirchenplatz von Zalasowa und sodann durch den oberen Theil der Dörfer Karwodrza und Zabłędza. In Wola lubecka fallen sowohl die Bonarówkawie die oberen Hieroglyphenschichten steil nach N. ein, in Zalasowa nach S.—SO., in Zabłędza zeigen die oberen Hieroglyphenschichten im Bache aufgeschlossen einen häufigen Wechsel der Fallrichtung, ebenso die Bonarówkaschichten, die daselbst unweit südlich von der Wasserscheide Zabłędza-Łękawka mit rothen Thonen beginnen. Auch an dieser Stelle liegen exotische nahe neben erratischen Blöcken. Etwas unsicher ist dagegen wegen der Lössdecke die Begrenzung nach N. hin. Offenbar wird das Terrain nördlich der Bonarówkaschichten von oberen Hieroglyphenschichten eingenommen, aber nur an einer Stelle konnte ich dieselben aufgeschlossen finden.

Sehr einförmig ist die südlich vom Zuge der Bonarówkaschichten, zwischen diesen und dem Dobrotyn-Brzanka-Zuge entwickelte Zone von oberen Hieroglyphenschichten. Sie verläuft entsprechend dem Hauptstreichen ungefähr ostwestlich durch das Gebiet der Ortschaften Jodlowa, Lubcza, Joniny, Zalasowa (südlicher Theil), Bistoszowa, Karwodrza, Zabłędza, Tuchów. Oestlich von letzterem Orte treten zwei kleinere Partien von Ciężkowicer Sandsteinen in Form mürber Kugelsandsteine auf, die an der Strasse nach Ryglice gut aufgeschlossen sind. Die südliche Partie ist mit hellen Menilitschiefern verbunden, die am Eingang in das Thal von Ryglice zu sehen sind. In Karwodrza wurde eine schmale, von rothen und grünlichen schieferigen Thonen begleitete Menelitschiefereinlagerung in den oberen Hieroglyphenschichten wahrgenommen. Häufige Anklänge an die Facies des Ciężkowicer Sandsteines zeigen die oberen Hieroglyphenschichten namentlich im Lubczathal.

Das Fallen der Schichten ist in dieser Zone vorwiegend nach S. gerichtet. Abweichungen davon konnten in Wola lubecka und Lubcza, wo nördliches Fallen herrscht, ferner beim Menilitschiefer und Kugelsandstein am Eingange des Ryglicer Thales (in Kielanowice dólne), in Karwodrza und Zabłędza beobachtet werden. In den bei den letzteren Localitäten wechselt die Fallrichtung, in den ersteren herrscht nördliches und nordöstliches Einfallen.

Sehr schwierig gestaltet sich bei dem, abgesehen von secundären Faltungen regelmässig südlichen Schichtfallen und dem vollkommenen Mangel von Versteinerungen die Frage, ob man in den Bonarówkaschichten des Kokocz eine Aufbruchszone oder eine Mulde zu erblicken habe.

Da im nördlichen Theile des Hügellandes die Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten sich als geologisch älter erwiesen haben wie die sogenannten oberen Hieroglyphenschichten, erscheint es möglich, ja wahrscheinlich, dass auch der Kokoczzug einem Aufbruche entspricht. Ob an demselben auch Schichten cretacischen Alters betheiligt sind, dies zu entscheiden muss späteren Untersuchungen, namentlich glücklichen Fossilfunden überlassen bleiben.

Die mittlere Kreidezone zwischen der westlichen Kartengrenze und dem Dunajec.

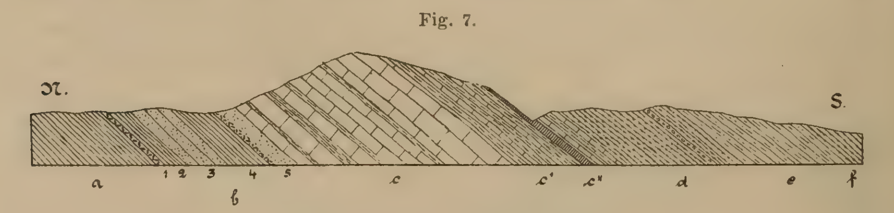
Rybie-Kamionna-Rzegocina-Rajbrot. Einen der lehrreichsten Durchschnitte über die mittlere Kreidezone bietet das kleine nordsüdlich gerichtete Thal, welches von der Widomahöhe durch die Ortschaft Rzegocina gegen Łąkta dółna zieht.

Hat man von N. herkommend die oberen Hieroglyphenschichten von Łąkta dółna mit der kleinen Partie von nordwestlich fallenden Kugelsandsteinen südlich vom Meierhof Łąkta górna passirt, so betritt man beim Wirthshaus Wąsówka und der Mündung des Bełdnoer Baches eine Zone von Ciężkowicer Sandstein, die von W. her über Rybie stare und Rdzawa gegen Łąkta górna und Rajbrot zieht und sich hier mit dem grossen Entwicklungsgebiet der Ciężkowicer Sandsteine von Wisnicz-Lipnica etc. verbindet. Im Durchschnitt von Rzegocina ist diese Zone

am schmalsten und zeigt petrographisch typische Ausbildung bei südöstlichem Einfallen der Schichten. Die Cięzkowicer Sandsteine halten bis zum S.-Ende des Zarnówka-Waldes (Punkt 328 der Karte 1 : 25.000) an. Zwischen diesem Punkte und dem höher ansteigenden, aus Magurasandstein bestehenden Gebirge südlich von der Kirche und dem Gemeindegasthaus von Rzegocina befindet sich eine circa 1·5 Kilometer breite Zone, innerhalb deren Neocombildungen in grösserem Maassstab zum Aufbruch gelangen.

Der mächtigste und zugleich fossilreichste der Aufbrüche liegt gegenüber der Brettsäge, nördlich von der Kirche und macht sich schon durch die Bildung einer kleinen Terrainschwelle augenfällig (Fig. 7). Das

Fig. 7.



Hauptneocomaufbruch von Rzegocina.

a schwarzer Schiefer, b_1 Conglomeratbank, b_2 schwarzer Schiefer mit *Bel. bipartitus.*, b_3 grobkörniger Sandstein, b_4 schwarzer Schiefer mit *Apt. Didayi* etc., b_5 Sandstein mit einer Conglomeratlage an der Basis, *Belem. bipartitus, Aptychus angulicostatus*, *c* Kalksandstein und Schiefer, *c'* dieselben Schichten wie unter *c* mit Vorwiegen des Schiefers, *c''* Lage mit zahllosen *Aptychus angulicostatus*, *d* schwarze Schiefer und Thone mit Conglomeratbank mit *Apt. angulicostatus*, *e* schwarze und grünliche Schiefer, *f* schwarze Schiefer.

Einfallen der an den Bachufern und in Schottersteinbrüchen fast lückenlos aufgeschlossenen Schichten ist im Allgemeinen südlich. Der unterste Schichtverband, den ich zum Neocom zählen zu müssen glaube, besteht *a)* aus schwarzen, dünnblätterigen Schiefern mit einzelnen Sandstein- und grauen Kalksteinknauern, die auf den Kluftflächen rostbraune Ueberzüge zeigen. Sie haben eine gewisse Aehnlichkeit mit der Grybówer Facies der Menilitschiefer, doch auch mit dem unteren Teschener Schiefer. Darauf folgt *b)* eine circa 10 Meter mächtige Schichtentwicklung, welche durch Conglomerate ausgezeichnet ist. Grauer Gneiss mit grossen Quarzknollen und grossen schwärzlichgrünen Glimmerblättchen, ferner grauer, fleckiger, kieselig-thoniger Kalk in mehr oder minder gut gerundeten Sphäroiden von Faust-, selbst Kopfgrösse, Sandstein- und Kohlenbrocken treten in schwärzlichem Thon und Sand eingeschlossen in die Zusammensetzung dieses Gliedes der Schichtfolge ein. Zu unterst liegt eine ungefähr $^1/_2$ Meter mächtige, dunkle, Blöcke führende Schichte, dann 2 Meter schwarzer Schiefer, in denen ein Ammonit und *Belemnites bipartitus* gefunden wurde, ferner 3 Meter eines grobkörnigen Sandsteines, der aus weissen, durch spärliches dunkel gefärbtes Cement verbundenen Sandkörnern besteht, mit dem Grodischter Sandstein Schlesiens Aehnlichkeit hat und Lagen bis zu 1 Meter Mächtigkeit bildet. Darauf liegen nochmals circa 3 Meter Schiefer und dann 1 Meter Sandstein, an dessen Basis abermals eine Conglomeratbildung mit vielen Kohlenbrocken, *Belemnites bipartitus* und *Aptychus angulicostatus*. Der schwarze Schiefer enthält *Aptychus Didayi, Hoplites sp. Haploceras sp.*

Das folgende Schichtglied *c*) besteht aus bläulichgrauen, dünnschichtigen, plattigen Schiefern, welche schieferige, aber feste, dünnschichtige graue Kalksandsteinbänke enthalten, von denen einzelne bis zu 1/2 Meter Mächtigkeit anschwellen können. Dieser Sandstein führt nur wenig Hieroglyphen, zeigt trotz grossen Kalkgehaltes wenig Spathadern, hat keine Neigung zu krummschaliger Ausbildung und ist meist feinkörnig und hart. Einzelne in Schiefer übergehende Lagen enthalten reichlich Fucoiden und besitzen eine grosse Aehnlichkeit mit gewissen Lagen der Grodischter Schiefer. Eine Schicht, die durch einen kleinen Wasserriss aufgeschlossen ist, enthält zahlreiche eckige Kohlenbrocken und ist durch ihren Reichthum an *Aptychus angulicostatus* ausgezeichnet.

Ueber dieser sehr bezeichnenden Schichtgruppe folgen *d*) schwarze blätterige Schiefer und Thone, welche einzelne dünne, krummschalige, von Spathadern durchzogene dunkle Sandsteinschieferlagen oder Linsen enthalten. In diesen Schiefern ist eine vereinzelte grobe Conglomeratbank eingeschlossen, die ebenfalls *Aptychus angulicostatus* führt. Darauf erscheinen *e*) schwärzliche Schiefer im Wechsel mit dünnen, lichteren, schmutziggrünlichen Schiefern. Dieselben enthalten schmale, bis 1 Decimeter dicke, spärlich vertheilte, stellenweise auch ganz fehlende kieselige Sandsteine, die dunkelgrün gefärbt sind und durch die Verwitterung in prismatische Stücke zerfallen. Das Hangende dieser grünlich und schwärzlich gestreiften Schiefer bilden *f*) ähnliche schwarze Schiefer mit dünnen krummschaligen Sandsteinschieferlinsen, wie unter *d*). Knapp nördlich von der oberen Brücke über den Rzegociner Bach, wo die Strasse vom linken auf das rechte Ufer desselben übergeht, fällt eine kieselige, gelblich gefärbte, dicke Sandsteinbank ohne Spathadern als Einlagerung in die Augen. Daneben erscheinen auch einzelne kleinere Linsen von derselben petrographischen Beschaffenheit. In der Nähe dieser Bank hat der Schiefer Neigung zur Bildung secundärer Faltungen.

Unweit oberhalb dieser Brücke verschwindet die Hauptmasse der schwarzen Schiefer und es erscheint [s. Fig. 8 und Tafel II, Profil I [1])] eine circa 10 Meter mächtige, ebenfalls gegen S. einfallende Partie von grünlichen und röthlichen Schiefern. Dann kommen abermals dieselben schwarzen Schiefer wie unter *d*) und *f*) in geringer Mächtigkeit, sodann abermals eine kleine Partie von röthlichen und grünlichen Schiefern und nochmals schwarzer Schiefer; wieder in unbeträchtlicher Mächtigkeit. Das Einfallen nach S. ist in allen diesen Schichtgruppen ein so gleichmässiges, dass man meinen möchte, es hier mit Wechsellagerung zu thun zu haben. Aus dem Folgenden wird sich jedoch ergeben, dass an dieser Annahme nicht festgehalten werden kann. Es werden diese Schiefer als alttertiär zu betrachten sein, ebenso wie die weiter südlich folgende Schichtreihe bis zum Magurasandstein.

Diese Schichtreihe im Hangenden des Neocoms besteht zunächst aus feinblätterigen, schmutziggrünlichen, hie und da auch röthlichen Schiefern, die eine Linse von hellen Kalkmergelschiefern enthalten. Daran schliessen sich bläuliche Thone mit Sandsteinen von der Facies der oberen Hieroglyphenschichten (circa 20 Meter) an. Ueber diesen gelangt ein sehr bemerkens-

---

[1]) Des kleinen Massstabes wegen musste der Aufbruch von Rzegocina im Profil I schematisirt dargestellt werden.

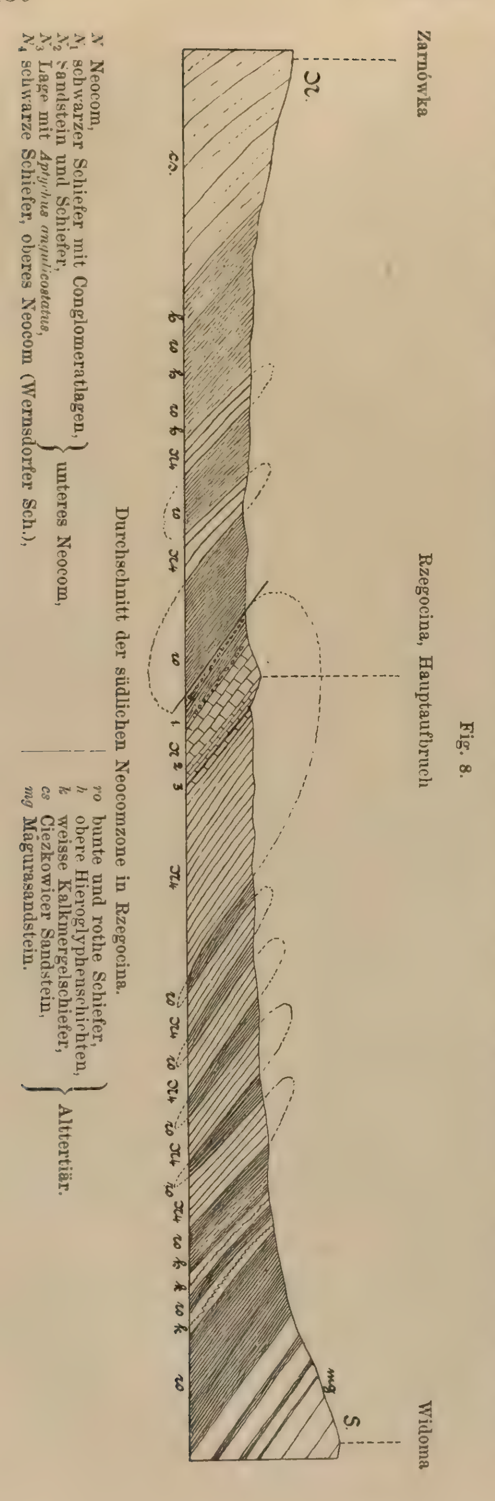


Fig. 8.

Durchschnitt der südlichen Neocomzone in Rzegocina.

werther Schichtverband, vorwiegend aus hellgrauen oder weissen, gefleckten Kalkmergelschiefern bestehend, zur Ausbildung. Die Bänke dieses wohlgeschichteten Sediments haben eine Dicke von $^1/_2$—4, selten 5 Decimeter und enthalten in ihrer Mitte oft kieselige Bänder, die selbst zu wahren Hornsteinen werden und zu dicken Linsen anschwellen können. An zwei Stellen schalten sich in diese Schichten zwei unbedeutende, bis $^1/_2$ Meter breite Partien von rothen und grünlichen Schiefern ein. In der an dieser Stelle von W. einmündenden kleinen Schlucht erkennt man deutlich, dass die rothen Thone nach W. zu sehr rasch an Mächtigkeit zunehmen bei gleichzeitiger Abnahme der hornsteinführenden weissen Kalkmergelschiefer. Die letzteren gehen im Hangenden in grünliche, hie und da auch schwärzliche, feinblätterige Thone über. In einer Distanz von circa 60 Meter tritt eine zweite derartige Partie von Kalkmergelschiefern von ungefähr 40 Meter Mächtigkeit auf. Wie die Hornsteine der Menilitschiefer haben auch die Hornsteine dieser Schichten Neigung zur Bildung welliger Faltungen. Beide Einlagerungen der hellen Kalkmergelschiefer mit Hornsteinen sind leicht aufzufinden, da der Bach über diese Schichten, die sich von ihrer Umgebung durch bedeutende Härte auszeichnen, in Form zweier kleiner Cascaden herabstürzt. Die obere liegt gegenüber der Schule, oberhalb der Kirche.

Was von hier weiter nach S. folgt, besteht aus grünlichen und röthlichen, wohl auch schwärzlichen, feinblätterigen Schiefern und Thonen, die sich von den entsprechenden bunten Schiefern des Berglandes nur dadurch unterscheiden, dass sie weniger regelmässig mit einander wechseln. Die rothen Schiefer treten häufig nur in Form von Linsen auf. Die Schichtung ist nur dann ganz deutlich, wenn rothe Schiefer erscheinen oder wenn Einlagerungen von Sandsteinen vorkommen, die bald dünnplattig und hart, bald grobbankig, mürbe und ungleichkörnig sind. Derartige Einlagerungen sind jedoch selten. Darüber folgen das höher ansteigende Gebirge zusammensetzend nach OSO., weiter nach SO. einfallende massige harte Magurasandsteine mit dunkelgrauen und grünlichen Schieferzwischenlagen, die aber bald einer mehr dünnbankig-schieferigen Entwicklung weichen. Die letztere hat auch jene eigenthümlichen kieseligen Schiefer im Gefolge, die in muschelige Stücke zerfallen, innen bläulich, aussen gelblich gefärbt sind und bei Beschreibung des Berglandes noch öfter Erwähnung finden werden.

Noch weiter oben stellen sich abermals massige Magurasandsteine ein, die aber zuweilen noch an die Facies der Ciężkowicer Sandsteine erinnern.

Die beschriebenen Schichten sowohl des Neocoms, wie des Alttertiärs fallen durchaus regelmässig und concordant ein. Ihre Neigung richtet sich, wie schon erwähnt, im Allgemeinen nach S., mit geringen Abweichungen gegen W. oder O.

Kehren wir nun zu der Schichtfolge im Liegenden der grossen Neocominsel zurück. Unterhalb der Schichtgruppe *a* kommen grünlichgraue, dünnblätterige, unregelmässig geschichtete Schiefer mit spärlichen und nicht anhaltenden, feinkörnigen, schieferigen Sandsteinen zum Vorschein, die eine kleine Partie schwarzen Schiefers führen. Diese letztere könnte als Einlagerung aufgefasst, wohl aber auch als durch tectonische Vorgänge dislocirte Partie von Neocomschiefern betrachtet werden. Es lässt sich dies bei der eigenthümlichen Natur der Flyschbildungen schwer entscheiden. Die grünlichgrauen Schiefer werden nach Norden immer mehr den typischen oberen Hieroglyphenschichten ähnlich und enthalten auch einzelne meterdicke, helle Kalkmergelschieferlagen, welche mit den oben beschriebenen identisch sind.

Nachher erscheint abermals eine grössere Entwicklung von schwarzen Neocomschiefern mit Kalkspathsandsteinen und einer $1^1/_2$ Meter mächtigen kieseligen Sandsteinbank. Bei der Abzweigung der Strasse nach Rajbrot kommen darin rothe und grüne Schiefer zum Vorschein. Nach dieser Neocomentwicklung folgt abermals bunter Schiefer, sodann nochmals schwarzer Schiefer und endlich wieder bunter Schiefer und feinblätteriger graugrüner Schiefer mit Sandsteinlagen, welche in prismatische Stücke zerfallen und dadurch von den gewöhnlichen Sandsteinen der oberen Hieroglyphenschichten einigermassen abweichen. Nach einer kleinen Beobachtungslücke gelangt man zu dem schon besprochenen Ciężkowicer Sandstein der Zarnówka.

Die Altersbestimmung dieser Schichten ist zum Theil einfach und sicher, zum Theil sehr schwierig. Die aufgefundenen Versteinerungen, *Aptychus angulicostatus*, *Apt. Didayi*, *Belemnites bipartitus* und die Ammoniten beweisen, dass hier das Neocom eine ansehnliche Entwicklung

erlangt hat. Die ganze früher beschriebene Schichtgruppe *a—f* ist danach in das Neocom einzureihen. Die Facies dieser Bildungen erinnert in vielen Stücken durchaus an das Neocom des Teschner Landes und ebenso an die Neocombildungen des Liwocz, die von Wieliczka und namentlich von Bochiniec, ist dagegen total verschieden von der Facies der Inoceramenschichten, sowohl des Nordrandes, wie des Berglandes.

In dem eben beschriebenen Durchschnitte wäre es sogar möglich, eine Gliederung ähnlich der schlesischen anzubahnen. Die Schichtgruppen *a* und *b*, die ja eine gewisse petrographische Aehnlichkeit mit dem unteren Teschener Schiefer haben und wohl sicher das liegendste Glied der Neocombildungen von Rzegocina darstellen, könnten als Aequivalente des unteren Teschener Schiefers und des Teschener Kalkes betrachtet werden, während die Gruppe *c* dem oberen Teschener Schiefer und dem Grodischter Sandsteine entsprechen würde. Wahrscheinlich sind aber die Schiefer *a* und *b* nur der liegendste Theil des Niveaus der Grodischter Sandsteine, wenigstens spricht das häufige Vorkommen von *Aptychus angulicostatus* und *Belemnites bipartitus* sehr für diese Annahme. Die Schichten *d*, *e* und *f* könnten Aequivalente der Wernsdorfer Schichten bilden. Auch sie haben eine ziemlich ausgesprochene petrographische Aehnlichkeit mit dem genannten Gliede der schlesischen Kreideformation. Sind doch auch die schlesischen Wernsdorfer Schichten eine vorwiegend schieferige Schichtfolge und führen, wie ich in einer späteren Arbeit zu zeigen Gelegenheit haben werde, in ihrer hangenden Partie eigenthümliche grünliche Schiefer, die mit den grünlichen Schiefern *e* in Parallele gestellt werden können. Ferner sind den Wernsdorfer Schichten kieselige, in prismatische Stücke zerfallende, dünnbankige Sandsteine eigen, die auch hier in den Schichten *d* bis *f* vorkommen.

Die in Rzegocina aufgefundenen Versteinerungen stammen zumeist aus der tieferen Schichtenpartie und sprechen für mittleres Neocom. Dass in der Umgebung jedoch auch das obere Neocom, den Wernsdorfer Schichten entsprechend, ausgebildet ist, dies beweist der Fund von *Nautilus plicatus (Requienianus Orb.)* im Bache von Kamionna. Dieser Rest ist in einem grobkörnigen kalkigen Sandstein erhalten, welcher jenen Sandsteineinlagerungen sehr ähnlich ist, die gerade in der oberen Partie vorkommen.

Leider gelang es mir nicht, die hier angedeutete Gliederung auch in den übrigen Aufbrüchen in der Gegend von Rzegocina nachzuweisen. Jene Sandsteinschiefer *c*, welche ein so wichtiges und auffallendes Glied der Schichtfolge von Rzegocina bilden, konnte ich an keiner Stelle wiederfinden, und damit entfiel die wichtigste Handhabe für eine weitere Gliederung. Was in den anderen Aufbrüchen zum Vorschein kommt, besteht aus schwarzen Schiefern und Thonen mit dünnen Kalksandsteinlinsen und -Lagen mit Conglomeraten, welche den Schichten *d* und *e* des Rzegocinaer Hauptaufbruches entsprechen und daher nur die Wernsdorfer Schichten repräsentiren dürften. Da mir zur Untersuchung dieser geologisch sehr complicirt gebauten Gegend ein nur sehr knapper Zeitraum zur Verfügung stand, so ist die Möglichkeit vorhanden, dass eingehenderen Untersuchungen der Nachweis des tieferen Neocoms (Schichten *a—c* von Rzegocina) auch an anderen Punkten gelingen werde. Eine so grosse Verbreitung wie die schwarzen Schiefer

besitzen diese Schichten keinesfalls, da sie sonst meiner Aufmerksamkeit kaum entgangen wären. Auch würde die Bevölkerung diese Schichten, die vorzüglichen Strassenschotter abgeben, nicht übersehen haben.

Noch schwieriger und wichtiger ist die Frage, wie sich die echten Neocombildungen zu den bunten Schiefern, den hellen Kalkmergeln und den Schichten vom petrographischen Aussehen der oberen Hieroglyphenschichten verhalten, welche neben dem Neocom den Aufbruch von Rzegocina erfüllen. Zunächst muss berücksichtigt werden, dass sowohl die ersteren, wie auch die letzteren in ihrer Hauptmasse von einander räumlich getrennt sind. In der Mitte der Aufbruchszone herrschen Neocombildungen, während die nördliche und südliche Randzone aus den bunten Schiefern und oberen Hieroglyphenschichten bestehen. Nur an den Grenzen tritt oftmals ein so rascher Wechsel von schwarzen und bunten Schiefern ein, dass man zunächst an Wechsellagerung denkt, wie dies auch von Seite der Herren C. M. Paul und E. Tietze[1]) mit Bezug auf den Aufbruch in der Nähe des Postgebäudes und der Strassenabzweigung nach Rajbrot geschehen ist. Die genannten Autoren, welche das geologische Alter der schwarzen Schiefer nur nach dem petrographischen Aussehen bestimmten, betrachteten auf Grund der angenommenen Wechsellagerung den Aufbruch von Rzegocina seiner ganzen Breite nach als neocom und sprachen demgemäss die darauffolgenden Sandsteine der Kamionna- und Widomahöhe als mittelcretacisch an.

Meine Beobachtungen haben zu einem davon abweichenden Ergebnisse geführt. Die bunten Schiefer und die hellen, hornsteinführenden Kalkmergelschiefer unterhalb der Kamionna und Widoma besitzen durchaus jenes petrographische Aussehen, welches die untere Abtheilung des Alttertiärs an der Grenze des Hügellandes und des Berglandes zeigt. Für die hellen Kalkmergelschiefer ist mir in Galizien kein Analogon bekannt, wohl aber erscheint diese Facies in Schlesien an mehreren Orten im Alttertiär. Am vollkommensten ist die Uebereinstimmung der Rzegocinaer Schiefer mit denen, die am Ostrawitzaufer in Friedland und in Bistritz aufgeschlossen sind. Ferner enthalten diese bunten Schiefer in Rajbrot, östlich von Rzegocina, wo dieselben geologischen Verhältnisse herrschen, eine Partie typischer Menilitschiefer und führen Nummulitensandsteine. Die letzteren sind allerdings nur lose aufgefunden worden, können aber nicht gut aus einem anderen Schichtensystem stammen, als aus den fraglichen Schiefern (vergl. weiter unten). Noch weiter östlich, in Michalczowa und Biala am Dunajec, sind ähnliche Nummuliten- und Lithothamniengesteine in dieser Zone anstehend gefunden worden [2]), so dass wohl kaum bezweifelt werden kann, dass die betreffenden Schiefer thatsächlich alttertiär sind.

Es frägt sich nun, wie sich das scheinbare Wechsellagern der bunten Schiefer mit dem Neocom mit dieser Ansicht vereinbaren lässt. Zur Erklärung dieses Verhältnisses stehen nur zwei Möglichkeiten offen. Entweder sind die bunten Schiefer, welche mit dem Neocom in scheinbarer Verbindung stehen, von den alttertiären, die die Basis der Magura-

[1]) Jahrbuch. 1877, pag. 47.

[2]) Vergl. weiter unten, ferner meine Arbeit über eine Mikrofauna des galizischen Alttertiärs. Jahrbuch 1886.

sandsteine bilden, geologisch verschieden und gehören thatsächlich zum Neocom, oder aber es müssen tektonische Vorgänge untergestellt werden, als deren Ergebniss jene merkwürdigen Lagerungsverhältnisse zu betrachten sind. Die erstere Annahme ist bei dem Mangel an Versteinerungen in den rothen, mitten zwischen Neocom gelegenen Thonen zulässig, sie hat aber etwas Willkürliches, da man sonst nirgends, weder in Schlesien, noch in Westgalizien im Neocom von schlesischer Facies bunte Schiefer aufgefunden hat. Es wäre dieses Vorkommen hier ein ganz vereinzeltes. Selbst wenn man sich indessen, ungeachtet der vorhandenen Schwierigkeiten, dieser Anschauung zuneigen würde, könnten die Sandsteine des Kamionnarückens aus anderen Gründen doch nicht als mittelcretacisch angesprochen werden; das Niveau der Godula-Sandsteine fehlt hier in jedem Falle.

Die letztere Annahme, nämlich die tektonischer Ursachen, scheint mir befriedigender zu sein. Die neocome Aufbruchszone von Rzegocina lässt sich am besten mit der südlichen Klippenlinie vergleichen. Wie in der letzteren altersverschiedene Gesteine auf kurze Entfernungen hin mit einander wechseln und dabei vollkommen concordant liegen, so auch hier neocome und alttertiäre Schichten. Die kleineren Partien schwarzer Neocomschiefer, die am Rande der Hauptaufbrüche des Neocoms, zwischen diesen und den zusammenhängenden Alttertiärzonen mit den Gesteinen der letzteren in scheinbarer Wechsellagerung stehen, wären dann mit den sogenannten Diminutivklippen zu vergleichen, die in der Regel am Rande grösserer Klippenmassen entwickelt sind.

Da ich eine möglichst objective Beschreibung der Gegend von Rzegocina für sehr wichtig halten muss, so wiederhole ich, dass das oftmalige Wechseln geringmächtiger, oft nur wenige Meter breiter Partien der schwarzen mit den bunten Schiefern in der That eine sehr auffallende Erscheinung bildet, für die wohl jeder Geologe zunächst an Wechsellagerung denken wird. Trotzdem ist es mir nicht möglich, die bunten Schiefer und die hellen Kalkschiefer, die die Basis der Magurasandsteine bilden, zum Neocom zu stellen. Die Menilitschiefer und Nummuliten von Rajbrot, die petrographische Beschaffenheit, die Gesammtlagerung, in zweiter Linie auch die Nummulitenfunde von Pasierbiec, die ebenfalls später zur Besprechung gelangen werden, machen diese Annahme gänzlich unmöglich.

Zwischen dem Wirthshause und der Kirche von Rzegocina zweigt sich westwärts der Weg nach Beldno ab. Wo dieser Weg die Höhe zwischen dem Rzegocinaer und dem Beldnoer Thale erreicht, ragt eine kleine warzenförmige, durch eine Heiligensäule bezeichnete Erhöhung aus dem Boden auf, die aus einem Eruptivgestein besteht. Die durch C. v. John [1]) durchgeführte mikroskopische Untersuchung ergab, dass hier ein Augitandesit vorliege. In der Schlucht östlich vom Andesitdurchbruche sind rothe Thone und helle Kalkmergelschiefer zu sehen. Verfolgt man den Weg weiter, so bietet sich unweit vom Andesit ein kleiner Aufschluss im Strassengraben dar, welcher ziemlich steil südöstlich einfallende obere Hieroglyphenschichten erkennen lässt. Dazwischen liegt in einer Breite von circa 10 Meter trachytische Sub-

[1]) Verhandlungen geol. R.-A. 1886, pag. 213.

stanz, die zum Theile vollkrystallinisch, zum Theil dicht tuffig entwickelt ist. Die letztere Beschaffenheit zeigt der Trachyt in der Nähe der Grenze gegen den Sandstein. Die Farbe dieses Tuffs ist eine rothe oder violettbraune, sein Aussehen derartig, dass man ihn makroskopisch für veränderten, gebrannten Sandstein halten möchte. Die Untersuchung v. John's lässt keinen Zweifel darüber aufkommen, dass es in der That Audesittuff ist. Zwischen den rothen Tuffpartien liegen Streifen rother carneolartiger Masse.

Durchschnitt längs des Pluskawka-Baches zwischen Kamionna und Rybie, westlich von Rzegocina. (Fig. 9.)

Auch dieser Durchschnitt bietet ebenso interessante wie verwickelte geologische Verhältnisse dar und empfiehlt sich ebenfalls durch gute Aufschlüsse der Aufmerksamkeit der Beobachter. In Kierlikówka am Ausgange des Pluskawka-Thales sind typische Kugel- und Ciężkowicer Sandsteine mit nördlichem, dann flach östlichem Einfallen entwickelt. Beim Wirthshaus von Kierlikówka, unweit der Einmündung des Jeziernicabaches ist das Einfallen nach SO. gerichtet und behält diese Richtung bis ungefähr zur Mündung des nächsten westlichen Seitenbaches bei. Die petrographische Beschaffenheit der Ciężkowicer Sandsteine ist durchaus typisch, hie und da schalten sich unbedeutende Partien von schwarzen Schiefern und den dazu gehörigen kieseligen, in prismatische Stücke zerfallenden, dünnbankigen Sandsteinen, als Andeutung der Bonarówkafacies, ein. Die Lagerung ist fast flach. Weiter südlich ist das Einfallen abermals ein nördliches oder nordnordwestliches, der Neigungswinkel beträgt im Gegensatz zu der flachen Lagerung der nördlicheren Partie ungefähr 70 Grad. An einer Stelle fallen die Schichten im oberen Theile des Aufschlusses nach S., im unteren Theile aber biegen sie

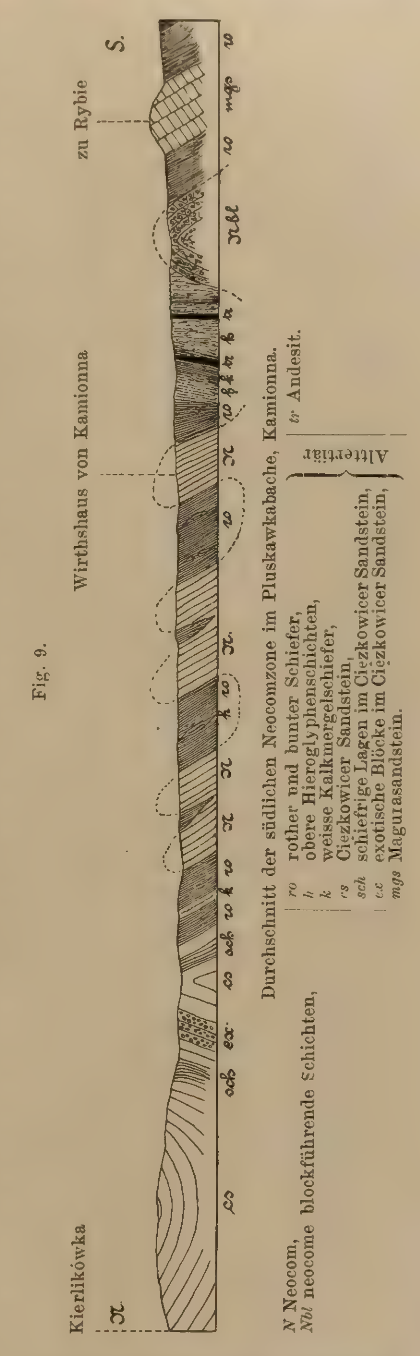


Fig. 9.

Durchschnitt der südlichen Neocomzone im Pluskawkabache, Kamionna.

N Neocom, *Nbl* neocome blockführende Schichten, *ro* rother und bunter Schiefer, *h* obere Hieroglyphenschichten, *k* weisse Kalkmergelschiefer, *cs* Ciezkowicer Sandstein, *sch* schiefrige Lagen im Ciezkowicer Sandstein, *ec* exotische Blöcke im Ciezkowicer Sandstein, *mgs* Magurasandstein. — Alttertiär. *tr* Andesit.

abermals nach N. um, so dass hier nur eine untergeordnete Schwankung vorliegt. Die weiter folgende Partie zeigt abermals nördliches Einfallen und wird unterteuft von einer mächtigen Conglomeratbildung. Grobkörniger harter Sandstein oder Conglomerat bildet hier 1—2 Meter dicke Einlagerungen zwischen spärlichen Schiefern und schieferigen Sandsteinen. Darauf folgen abermals gewöhnliche mit Conglomeraten verbundene Ciężkowicer Sandsteine. Die südlichste Partie dieser Zone nimmt wieder südliches Fallen an und der Ciężkowicer Sandstein geht über in eine mehr schieferige Bildung, in welcher grünliche Schiefer mit dünnbankigen, kieseligen Sandsteinen wechseln. Die Grenze der Ciężkowicer Sandsteine gegen die untere schieferige Abtheilung des Alttertiärs ist hier nicht scharf ausgesprochen.

Bald erscheinen jedoch in den grünlichen Schiefern Linsen der weissen oder grünlichen Kalkmergelschiefer von Rzegocina, welche erweisen, dass man sich bereits im Gebiete des unteren Alttertiärs bewegt.[1]) Dasselbe hält nicht lange an, es erscheinen schwarze Schiefer und Thone mit krummschaligen, gerundeten, von Spathadern durchzogenen Sandsteinschiefern, die meist nur kleine Linsen bilden, ganz ähnlich den Schiefern *d* von Rzegocina. Die Mächtigkeit dieser nördlichsten Neocomzone beträgt nur ungefähr 15 Meter, denn es erscheinen nun rothe und grüne Schiefer mit einzelnen Linsen der hellen Kalkmergelschiefer, die nach circa 8 Meter Mächtigkeit abermals von schwarzen Neocomschiefern mit einer Conglomeratlage abgelöst werden. Die Mächtigkeit dieser zweiten Neocomzone beträgt auf dem einen Ufer ungefähr 20 Meter, auf dem anderen nur 6 Meter. Es folgen nun rothe und grüne Schiefer, in grosser Mächtigkeit. Die bisher beschriebenen Schichten fallen durchaus südlich bis südöstlich ein und lagern wie in Rzegocina concordant.

Nach einer kleinen Beobachtungslücke folgt die zweite Hauptpartie von schwarzem Neocomschiefer mit kalkigen Sandsteinlinsen, mit südwestlichem Einfallen, deren Zusammenhang durch eine unbeträchtliche Zwischenlagerung von rothen Thonen unterbrochen wird. Der schwarze Schiefer mit Kalksandsteinen enthält hier eine Partie sandsteinfreien Schiefers, der sehr an den Schiefer *a* von Rzegocina erinnert. Bemerkenswerth ist noch, dass hier der Neocomschiefer ausser den Linsen von kalkigem, krummschaligem Sandsteinschiefer 2 bis 3 Sandsteinbänke vom petrographischen Charakter der Ciężkowicer Sandsteine führt, die zusammen eine Mächtigkeit von $1^1/_2$ Meter besitzen. Nachher erscheint abermals rother und grüner Schiefer, der sich mit Sandsteinschiefern und Sandsteinen verbindet. Er führt einzelne Linsen von mehr kalkiger Beschaffenheit und an einer Stelle erscheinen auch die weissen, mehrfach gewundenen Bänke des Kalkschiefers von Rzegocina, welche den Bach auch hier zur Bildung einer kleinen Cascade veranlassen.

Der nächstfolgende Neocomaufbruch des Pluskawkabaches befindet sich beim Gasthause von Kamionna. Er besteht aus vorwiegend sandsteinarmen schwarzen Schiefern oder Thonen, die zahlreiche Thoneisensteine enthalten. Ausserdem kommen darin Lagen vor, die den im

[1]) Es ist von Interesse, dass die hellen Kalkschiefer im Kamionnabache und in Rybie von Zeuschner im Jahre 1836 beobachtet und beschrieben wurden (Neues Jahrbuch. 1836, pag. 353).

Grödekwäldchen aufgeschlossenen Schiefern und Sandsteinen petrographisch sehr nahe stehen (vergl. weiter unten). Die Thoneisensteine, welche ganz den petrographischen Charakter der schlesischen Eisensteine besitzen, sind namentlich in der kleinen Entblössung nördlich vom Wirthshause in reicher Menge vorhanden. [1]) Die frei umherliegenden Stücke dieses Thoneisensteines haben Mächtigkeiten bis zu 2, selbst 2½ Decimeter, die Aufschlüsse waren jedoch nicht klar genug, um zu entscheiden, ob hier zusammenhängende Flötze von der genannten, für karpathische Verhältnisse beträchtlichen Mächtigkeit vorliegen, oder Butzenflötze, wie sie in Schlesien in der oberen Partie der Wernsdorfer Schichten in ausgezeichneter Weise entwickelt sind, oder gar nur einzelne Linsen. Durch diesen Neocomaufbruch ziehen drei kleine, kaum 3 Meter breite Streifen von rothem und grünlichem Thon.

Südlich vom Wirthshause erscheinen bald rothe und grünliche Schiefer, verbunden mit oberen Hieroglyphenschichten. Das Einfallen richtet sich zuerst nach S., dann steil nach N. Im weiteren Verlaufe treten auch die weissen Kalkschiefer mit ihren secundär gefalteten Lagen, stellenweise mit ein wenig rothem, grünem und schwärzlichem Schiefer verbunden, auf. Unweit südlich davon erscheint zwischen senkrecht stehenden Schichten ein grünliches Andesitgestein, welches v. John, l. c., pag. 215 beschrieben hat, in einer Breite von circa 2 Meter. Contacterscheinungen lassen sich hier nicht wahrnehmen. Wenige Schritte weiter treten abermals zwei grünliche, wie Tuff aussehende Andesitmassen auf, die von einzelnen Kalkbrocken und zahlreichen bis kopfgrossen Blöcken von Gneiss begleitet werden. Dieser Gneiss hat petrographische Aehnlichkeit mit den Blöcken im Neocom, sollte er durch den Andesit aus der Tiefe heraufgeholt worden sein? Es ist kein Grund vorhanden, um diese Annahme abzulehnen. Im Bache liegen zahlreiche grosse lose Stücke eines röthlichgrauen Andesites, deren nähere mikroskopische Beschreibung v. John, l. c. pag. 211, geliefert hat. Leider konnte ich das hierzu gehörige Anstehende nicht auffinden; der betreffende Durchbruch befindet sich wahrscheinlich in einem der Seitenbäche der Pluskawka.

Südlich von den beschriebenen Andesitvorkommnissen, deren nähere Untersuchung gewiss noch recht interessante Ergebnisse zu Tage fördern wird, folgen abermals grüne, auch rothe und schwärzliche Schiefer mit wechselndem Fallen, die an eine eigenthümliche, eine Anticlinale bildende Conglomeratbildung angrenzen. In einer schieferigen Grundmasse stecken hier zahllose Knauern von verschiedenen Sandsteinen, unter denen ein mürber, weisser am meisten hervortritt, von Schiefern, dunkeln, kieseligen Fleckenkalken und von Gneissen. Eine festere, 1 Meter mächtige, Bank enthält Bryozoën. Die Mächtigkeit dieser eigenthümlichen Bildung, die ich zum Neocom rechnen zu sollen meine, beträgt, wenn man die Lagerung als anticlinal auffasst, etwa 10—13 Meter. Unweit südlich davon tritt abermals eine Conglomeratbildung in noch grösserer Mächtigkeit auf. Diese letztere enthält zahlreiche Bryozoën, Terebrateln und Spuren anderer Versteinerungen.

---

[1]) Es befindet sich daselbst eine Freischurftafel der Gewerkschaft Sucha.

Nun folgen grüne Schiefer und obere Hieroglyphenschichten, welche durch eine $1^1/_2$ Meter mächtige, von der vorhergehenden völlig abweichende Conglomeratsandsteinbank abgeschlossen werden. An diesem, aus kleinen Bestandtheilen zusammengesetzten Conglomerate betheiligt sich in erster Linie ein rother Gneiss, dessen Structur sich auf den ersten Blick trotz der geringen Grösse der einzelnen Einschlüsse als identisch mit der des exotischen Augengneisses der Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten erweist. Nur an dieser Stelle hat dieser exotische Gneiss eine wirklich rothe Färbung, sonst ist er grau oder gelblich gefärbt und zeigt höchstens einen Stich in's Röthliche. Grünliche Schiefer mit kieseligen Sandsteinen bilden das Hangende des Conglomerates, das sich in den bald darauf zur Entwicklung gelangenden massigen Sandsteinen noch mehrfach wiederholt. Die Sandsteine oberhalb der Conglomeratbank sind bereits als oberoligocäne Magurasandsteine zu betrachten. Sie fallen südlich ein und bilden eine durch Steilheit auffallende Terrainschwelle, welche vom Pluskawkabache durchbrochen wird. Der oberoligocäne Sandstein hat hier nicht mehr den petrographischen Charakter des Ciężkowicer, sondern den des Magurasandsteines, er ist sehr fest und bankig, mit grauen Schieferzwischenlagen. Da diese Partie von Magurasandstein am weitesten nach N. gerückt erscheint, ist es verständlich, dass hier noch Spuren von exotischen Gesteinen, wenn auch nur in kleinen Stücken, nachweisbar sind, während sonst der Magurasandstein in seiner Hauptmasse von eigentlichen exotischen Blöcken frei ist.

Nach Durchschreitung dieser Zone zeigt der Pluskawkabach nur bunte Schiefer; erst auf der Höhe der Wasserscheide zwischen Marnowies und Rupniów, westlich vom Wirthshaus Krzyzowa, tritt eine kleine Zone von neocomen schwarzen Schiefern und Kalksandsteinen hervor.

Die Zone von Magurasandsteinen, die im Pluskawkabache verquert wurde, streicht mit vergrösserter Breite nach W. gegen Rybie stare und bildet die Anhöhe Jaszczurówka, die an zwei Stellen von Andesit durchbrochen wird, am Westende bei Rybie stare und in der südwestlichen Partie. Südlich von der Jaszczurówka befindet sich noch eine zweite kleinere Bergkuppe von Magurasandstein, die Ksiecza góra. Der mächtige Magurasandsteinzug der Widoma und Kamionna góra, welcher den Aufbruch von Rzegocina im S. bedeckt, nimmt östlich vom Gasthaus Krzizowa ein Ende, indem hier die alttertiären Schiefer über den Sattel hinübergreifen (rothe Schiefer sind bei dem genannten Gasthause zu sehen) und um den Magurasandsteinzug herum ostwärts über Rupniów, Pasierbiec, Młynne nach Makowica ziehen, wo sie im Magurasandstein auskeilen. Nähere Daten darüber werden weiter unten folgen. Die cretacische Aufbruchszone dürfte ihre westliche Fortsetzung in Rybie, auf dem Kartengebiete des Herrn Chefgeologen Dr. Tietze, finden.

Der Durchschnitt des Pluskawkabaches zeigt demnach ganz ähnliche Verhältnisse, wie Rzegocina. Die Neocombildungen treten hier ebenfalls in mehreren durch Alttertiär getrennten Aufbrüchen zu Tage, zeigen aber in ihrer Zusammensetzung eine geringere Mannigfaltigkeit, wie in Rzegocina. Auch hier wurde der merkwürdig rasche

Wechsel von bunten Schiefern mit sicherem schwarzem Neocomschiefer bei gleichgerichtetem Einfallen beobachtet. Die Frage, ob man die bunten Schiefer, soweit sie mit schwarzen Neocomschiefern in scheinbarer Wechsellagerung stehen, zum Alttertiär oder zum Neocom zu zählen habe, ist in Folge Mangels an Versteinerungen auch hier nicht direct lösbar gewesen. Auf der Karte konnten diese untergeordneten Partien keine Berücksichtigung erfahren, der Maassstab der Karte reichte hierfür nicht aus. Mehrere Andesitdurchbrüche, zahlreichere, als auf der Karte angegeben werden konnten, durchsetzen auch hier die Flyschbildungen. An Versteinerungen wurden lose aufgefunden:

Nautilus plicatus Fitt. (Requienianus Orb.)
Lytoceras sp., verwandt mit *L. Jullieti Orb.*

Die Gegend zwischen Rzegocina und dem Pluskawkabache.

Nach Erledigung der beiden Hauptdurchschnitte des Rzegocinaer- und des Pluskawkabaches erübrigt noch die Beschreibung des dazwischen liegenden Terrains. Der Zug Ciężkowicer Sandsteine im Norden des Aufbruches ist im Jeziernicabache, sowie in den beiden Bächen östlich und westlich vom Orte Beldno ziemlich gut aufgeschlossen. Die Grenze verläuft regelmässig von ONO. nach WSW. Das Einfallen der Ciężkowicer Sandsteine ist nach S. bis SSO. gerichtet, ihre Zusammensetzung nicht immer typisch, indem an mehreren Stellen mehr schieferige Bildungen zum Vorschein kommen, die an die Facies der oberen Hieroglyphenschichten erinnern, ohne ihnen ganz zu gleichen.

Parallel der südlichen Begrenzung des Ciężkowicer Sandsteines streicht auch die Nordgrenze des Magurasandsteines, der allenthalben von rothen und bunten Schiefern unterteuft wird, von ONO. nach WSW. Sucht man von Rzegocina aus den westlichen Seitenbach auf, der beim Wirthshause mündet, so trifft man zuerst auf SO. fallende bunte Thone, dann auf schwarze Thone (circa 15 Meter), ohne deutliche Kalksandsteine, jedoch mit Sphärosiderit. Darauf erscheint abermals eine mächtige Entwicklung der bunten Thone mit untergeordneten Kalkschiefern, die aber wiederum von schwarzen kleinblätterigen Thonen ohne Kalksandstein, mit einem Sphärosideritflötze gefolgt ist. Das Hangende dieser zweiten Entwicklung von schwarzen Thonen bilden nochmals die bunten Schiefer, die hier auch hellgraue oder bläulichgraue, krummschalige Sandsteinschiefer mit Spathadern enthalten. Die südlichste Partie der alttertiären Schiefer enthält einige massige Sandsteinbänke und fällt nach NO., später nach O. und endlich nach SO. ein. Der Schiefer tritt immer mehr zurück, bis man dem ausschliesslich aus massigen, nach SO. einfallenden Bänken bestehenden Magurasandstein gegenübersteht, der hier durch einen allmäligen Uebergang mit dem unteren schieferigen Gliede des Alttertiärs verbunden ist.

Hier entsteht nun die Frage, ob man die beschriebenen schwarzen Schiefer zum Neocom zu zählen habe oder nicht. Versteinerungen liegen hier nicht vor, die Entscheidung ist daher bei der Unbenützbarkeit der Lagerungsverhältnisse unsicher. Das Fehlen der Kalkspathsandsteine spricht gegen die Zustellung zum Neocom, das Vorkommen von Sphärosiderit, ferner die Aehnlichkeit mit dem Aufbruche beim Kamionnaer

Gasthause dafür. Ich entschied mich schliesslich, da die kartographische Arbeit eine bestimmte Ansicht erfordert, für die Zustellung zum Neocom, ohne mir zu verhehlen, dass die Gründe unstichhältige sind und durchaus ähnliche schwarze Schiefer ohne Spathsandsteine an anderen Stellen zum Alttertiär gerechnet wurden.

Eine derartige Stelle ist z. B. die Partie beim Bełdnoer Gasthaus, unterhalb und östlich von der Höhe von Bełdno, in der Nähe der Vereinigung des Baches, der von Bełdno kommt, mit dem aus der Gegend Potoki herabfliessenden Bache. Hier treten rothe und grünliche Schiefer in inniger Verbindung mit schwarzen, sandsteinfreien Schiefern und hellen Kalkmergelschiefern auf, welche insgesammt als alttertiär betrachtet wurden. Die hellen Kalkmergelschiefer sind namentlich in der Richtung gegen Kolonia zu stark entwickelt und schon von weitem durch die Farbe und die Bildung rundlicher erhöhter Kuppen erkennbar. Südlich von dem genannten Gasthause wurde eine kleine Partie, südwestlich eine grössere Partie von Neocomschiefer mit Kalksandsteinen wahrgenommen. In der Flur Gródek herrschen bunte Schiefer vor, der von hier ausgehende Bach zieht durch ein Wäldchen und durchbricht hier eine kuppenförmige ziemlich steile Terrainerhöhung, die aus eigenthümlichen, sehr schwer zu deutenden Schichten besteht. Es stehen hier kieselige graue bis schwärzliche, aber auch weisse Sandsteine an, deren Mächtigkeit zwischen 1 Decimeter und einem Meter schwankt und die Zwischenlagen von harten, plattigen oder dünnbankigen schwarzen Schiefern führen. Die schwarzen Schieferlagen enthalten zuweilen dünne Sandsteinbänke von kieseliger, fast hornsteinartiger Beschaffenheit. Sehr spärlich kommt wohl auch Kalksandstein vor und auch die grauen Kalkknauern mit Flecken, die im Neocom von Rzegocina auftreten, sind da und dort zu sehen. Einfallen O—SO. Ueber die Zugehörigkeit dieser Schichten lässt sich beim Mangel an Versteinerungen und dem Umstande, dass sie petrographisch fast ganz isolirt dastehen, sehr schwer ein Urtheil abgeben. Nur im Neocomaufbruch beim Wirthshause von Kamionna kommen einige Lagen vor, die den hier beschriebenen gleichen. Es wurden daher die Schichten im Gródekwäldchen dem Neocom zugesellt.

Wendet man sich vom Gródekwäldchen nach Süden, so trifft man nach Passirung von bunten Schiefern mit hellen Kalkmergeln im östlichen Nebenbache der Jeziernica einen wohlcharakterisirten bedeutenden Neocomaufbruch an. Ungefähr da, wo der Bach aus der nordsüdlichen in die westliche Richtung umbiegt, streichen ostwestlich durch das Bachbett südlich fallende Neocomschichten, unter denen ein grobkörniges, dunkles Conglomerat aus nuss- bis faustgrossen, durch schwarzen Schiefer oder Sand cementirten Brocken besonders auffällt. Unter den Gesteinen desselben lässt sich mit Bestimmtheit tithonischer Korallenkalk erkennen. *Belemnites bipartitus*, *Belemnites conicus*, Ammonitentrümmer, Echinodermensplitter, Spongien und Bryozoën sind in diesem Conglomerate nicht selten. Die übrigen Neocomschichten bestehen aus schwarzen Schiefern mit wohlentwickelten Kalkspathsandsteinen und Thoneisensteinen. In den schwarzen Schiefern wurde ein *Pecten*, derselbe wie in Rzegocina, — und zahlreiche Spongien, wahrscheinlich Pharetronen, aufgefunden.

Bewegt man sich von diesem Aufbruch bachaufwärts, so begegnet man rothe und grüne Schiefer in mächtiger Entfaltung, bis abermals ein Neocomaufbruch in Form schwarzer Schiefer mit Kalksandsteinen und Conglomeraten zum Vorschein kommt. Im Conglomerat wurden hier Ammonitenfragmente mit Lobenzeichnung in genau demselben Erhaltungszustand wie in Schlesien vorgefunden. Im Hangenden dieses zweiten Aufbruchs erscheinen abermals die bunten Schiefer mit spärlichen Kalkschiefern, die weit gegen das höher ansteigende Gebirge eingreifen. Im Bache wurden lose aufgefunden helle Sandsteine mit Kohlentrümmern, die wohl dem Alttertiär angehören, ferner Conglomerate mit dem exotischen Gneiss der Cięzkowicer Sandsteine, die aus dem hangenden Magurasandsteine stammen müssen und endlich grosse Stücke jener grossflasrigen Gneissvarietät, die im Neocom in Blockform eingeschlossen ist. Die ursprüngliche Lagerstätte der letzteren Blöcke war nicht auffindbar, die weichen Schiefer sowohl des Neocoms, wie des Alttertiärs bilden hier mächtige Rutschungen, die das Anstehende oft weithin verhüllen.

Im Liegenden des erstbeschriebenen Neocomaufbruches erscheinen ebenfalls bunte Schiefer, die bis zur Vereinigung des Baches mit der Jeziernica und noch ein Stück nördlich über diese hinaus anhalten. Die Jeziernica konnte ich leider nicht eingehend genug begehen, ich musste mich hauptsächlich auf den westlichen Seitenbach beschränken. Dieser zeigt anfangs grünlichgraue Mergelschiefer, dann helle Kalkmergelschiefer mit Flecken und breiten Fucoiden (Fall SO.), dann wieder graue Mergel mit einer circa 1 Meter dicken, feinkörnigen, harten, grauen Sandsteinbank, an deren Verlauf die vielfachen Windungen sehr gut zu sehen sind, durch welche die weicheren Schichten der Flyschbildungen gemeiniglich ausgezeichnet sind. Sodann kommen nochmals helle Kalkschiefer mit einigen Hornsteinlagen zum Vorschein, dann schwarze, wohl zum Alttertiär zu rechnende Schiefer, bunte Schiefer und Kalkschiefer, mit denen das Tertiär abschliesst. Es folgen nun schwarze plattige kieselige Schiefer, welche petrographisch denen des Gródekwäldchens genau entsprechen. Dazu gesellen sich hier einzelne Lagen von Kalksandstein, die plattigen Sandsteine der genannten Localität fehlen jedoch. Auch diese Schiefer wurden als Neocom ausgeschieden. Im Hangenden derselben treten wie allenthalben die alttertiären Schiefer auf.

Im Jeziernicabache, den wir bei der Vereinigung der verschiedenen Seitenbäche verlassen haben, stehen daselbst bunte Schiefer an, die aber bald den kieseligen schwarzen Schiefern und dunkeln ebenfalls kieseligen Sandsteinen des Gródekwäldchens Platz machen. Es fallen diese Schichten nach SSO ein und bilden offenbar die, wenn auch nicht directe Fortsetzung des Aufbruches im Gródekwäldchen. Nördlich davon erscheinen bunte Schiefer mit eingeschalteten Sandsteinbänken, deren eine mit der vorhin erwähnten, gewundenen Lage im westlichen Seitenbache identisch ist. Die Sandsteinentwicklung innerhalb der bunten Schiefer ist hier eine ziemlich auffallende. Es folgen nun steil südöstlich einfallende typische Cięzkowicer Sandsteine, darnach eine kleine Partie, die mehr schieferig entwickelt ist und endlich die Hauptmasse der Cięzkowicer Sandsteine.

Von der beschriebenen Gegend nach Westen, in der Umgebung des Meierhofes Spanerówka, konnte ich nur alttertiäre Schiefer beobachten, welche südwestlich von dem kleinen, an den genannten Hof sich anschliessenden Wäldchen, eine ziemlich mächtige Einlagerung von hellen Kalkschiefern führen; nur bei der kleinen Häusergruppe südlich davon konnte ein Neocomaufbruch eingetragen werden.

Rzegocina-Bytonisko-Rajbrot.

Oestlich von Rzegocina vermindert sich die Zahl der Neocomaufbrüche in ausgesprochener Weise. Bewegt man sich auf der Strasse Rzegocina-Bytonisko nach O., so trifft man bald da, wo die Strasse an den Bach Na dołu herantritt, schwarze Neocomschiefer mit Kalksandsteinen an. Verquert man von hier die Aufbruchzone nach N., so passirt man zunächst die alttertiären Schiefer und dann die Fortsetzung des grossen Aufbruchs von Rzegocina, der hier freilich nicht so gut aufgeschlossen ist, wie im Thal von Rzegocina. Die ganze Aufbruchszone ist hier schmäler wie in Rzegocina, man trifft deshalb südlich vom Hauptneocomzug nur mehr eine schmale Zone von bunten Schiefern an, welche in dem hier weit vom Gebirge herabziehenden Walde aufgeschlossen sind und eine mächtige Einlagerung von hellen Kalkschiefern und Hornsteinen enthalten. Die letzteren bilden hier, wie auch an anderen Orten, eine flach kuppenförmige Terrainanschwellung. An manchen Stellen sind die hellen Kalkschiefer und Hornsteine von rothem Thone förmlich durchwachsen, so dass über die Zusammengehörigkeit beider kein Zweifel sein kann. Die hellen Kalkschiefer bilden offenbar die Fortsetzung der bei der Rzegocinaer Schule und Kirche auftretenden Einlagerungen. Weiter oben lagern darauf Magurasandsteine.

Die Auflagerung der Magurasandsteine sieht man in dem unweit östlich davon verlaufenden Bache, dem westlichsten von den Bytonisker Bächen, aufgeschlossen. Der Oberlauf des Baches zeigt massige, feinkörnige, harte, steil südlich einfallende Magurasandsteine mit bläulichen Schieferzwischenlagen. In der Nähe des Waldrandes treten darunter obere Hieroglyphenschichten, rothe, grünliche und schwärzliche Schiefer hervor, welche bis Bytonisko verfolgbar sind und auch in den weiter östlich gelegenen Bächen anstehen. In dem östlichsten derselben sind neben bunten Schiefern auch helle Kalkschiefer zu sehen. Es ist dies der am weitesten nach O. gelegene Punkt, wo diese eigenthümliche Facies von mir beobachtet wurde. In demselben Bache erscheinen weiter oben Neocombildungen.

Das Terrain weiter östlich gegen Rajbrot zu scheint ebenfalls vorwiegend aus alttertiären Schichten zusammengesetzt zu sein. In Rajbrot selbst sind am Nordgehänge des Kołocina-Berges obere Hieroglyphenschichten aufgeschlossen, die den genannten Berg zusammensetzen. Verfolgt man den Oberlauf des Rajbroter Baches, so sieht man östlich vom Pfarrhof zunächst grünliche Schiefer, sodann secundär gewundene Kalkmergelschiefer, und obere Hieroglyphensandsteine mit südlichem Fallen. Danach tritt schwarzer Neocomschiefer in beträchtlicher Ausdehnung auf, der an den Bachufern aufgeschlossen ist. Der Neocomschiefer enthält hier verhältnissmässig wenig Kalksandsteine, dagegen ziemlich reichliche Eisenerze in Flötzen, deren Mächtigkeit

2 Decimeter erreichen kann. Unweit östlich von der Einmündung des ersten grösseren südlichen Seitenbaches verschwinden die Neocomschiefer und es treten obere Hieroglyphenschichten an ihre Stelle, welche hier eine Bank mit Kohlenbrocken enthalten. Unweit davon erscheinen an der Strasse hellchocoladefarbene Menilitschiefer mit zahlreichen Melettaschuppen und Ostracodenschälchen, welche die Schichtflächen in grosser Menge bedecken. Mit den Menilitschiefern, die durch ihre weisse Verwitterung auffallen, verbinden sich helle Hornsteine, so dass dieses für die Altersbestimmung der Schiefer so wichtige Vorkommen als ein durchaus typisches betrachtet werden muss.

In dem vorhin erwähnten Seitenbache sind gute Aufschlüsse vorhanden, welche interessante geologische Verhältnisse erkennen lassen. Südlich von der Mündung dieses Nebenbaches verschwinden die schwarzen Neocomschiefer sehr bald, erscheinen aber in ganz kurzen Distanzen zweimal wieder, getrennt durch sehr schmale concordante, südlich fallende, grünliche Schiefer. Auf die zweite Neocompartie folgt eine mächtigere Entwicklung von grünlichen Schiefern, oberen Hieroglyphenschichten mit Sandsteinen und rothen Schiefern, dann eine unbedeutende Partie von schwarzen Schiefern und abermals alttertiäre Schiefer. Im Hangenden derselben erscheint nochmals ein verhältnissmässig mächtiger Neocomaufbruch aus schwarzen Schiefern mit einzelnen Kalksandsteinlinsen, Eisensteinen und Conglomeraten. Ein Conglomeratstück mit Kohlenbrocken, welches Aptychen führt, wurde lose gefunden. Durch diesen Neocomaufbruch zieht abermals eine schmale Zone von rothem und grünlichem Schiefer.

Weiter südlich wurden in diesem Durchschnitt keine Neocombildungen mehr angetroffen, sondern nur alttertiäre Schiefer und Sandsteine. Unter den letzteren befinden sich auch einzelne dickbankige bis massige Lagen, die einen flachen Sattel bilden und nach N. streichen. Hier wurden zweierlei Nummulitengesteine lose aufgefunden [1]); eines bildet einen grobkörnigen Kalksandstein mit schwärzlichem, manganhältigem Ueberzug und enthält neben kleinen Nummuliten und anderen Foraminiferen zahlreiche Lithothamnien und Bryozoën, das andere ist ein aus erbsen- bis nussgrossen Quarzgeröllen bestehender Conglomeratsandstein, welcher zahlreiche grosse Orbitoiden und einzelne kleine Nummuliten enthält. In dem von mir begangenen Theile des Baches bis zum ersten Erscheinen des Magurasandsteines gelang es mir nicht, das Anstehende dieser Gesteine zu finden, was natürlich nicht ausschliesst, dass es sich gerade hier befindet. Den weiteren Verlauf des Baches zu verfolgen gestattete leider meine beschränkte Zeit nicht und so musste ich mich mit jenem Ergebniss begnügen, das aus den nur lose gefundenen Versteinerungen erfolgt.

Da der Bach in der schmalen, nördlichsten Zone des massigen Sandsteinzuges entspringt, kann das Anstehende der betreffenden Nummulitengesteine nicht weit gesucht werden. Der Conglomeratsandstein entstammt nach seiner Zusammensetzung höchstwahrscheinlich dem massigen Sandstein, der demnach nicht cretacisch sein kann, sondern als Magurasandstein

[1]) Vergl. meine Arbeit über eine Mikrofauna aus dem Alttertiär der westgalizischen Sandsteinzone, pag. 145.

anzusprechen ist. Das andere lithothamnienführende Nummulitengestein dagegen stammt wohl sicher aus der unteren schieferigen Abtheilung des Alttertiärs. Es stimmt nach seiner Zusammensetzung und Fossilführung mit dem Nummuliten- und Lithothamniengestein von Michalczowa, Biala, Szalowa, Wola luzanska etc. vollkommen überein. Diese Vorkommnisse gehören derselben fortlaufenden Zone von alttertiären Schiefern an der Grenze des Hügellandes und des Berglandes an, deren westliche Fortsetzung eben die Aufbruchszone von Rajbrot-Rzegocina bildet und man kann demnach wohl mit Beruhigung annehmen, dass die grünlichen und rothen Schiefer, die „oberen Hieroglyphenschichten“ dieser Zone dem Alttertiär angehören, ein Ergebniss, das mit dem oben beschriebenen Menilitschiefervorkommen und den später zu erwähnenden Nummulitenfunden von Pasierbiec und endlich mit den anderwärts gewonnenen Anschauungen über das geologische Alter der genannten Gesteine in Uebereinstimmung steht.

In dem weiter östlich folgenden kleineren Nebenbach, der unweit von dem eben verfolgten in den Rajbroter Bach mündet, kann man die Fortsetzung des südlichsten der beschriebenen Neocomaufbrüche verfolgen. Auch hier enthalten die schwarzen Schiefer spärliche Kalksandsteine, ziemlich reichlich Eisenstein und das Conglomerat mit Kohlenbrocken, welches Bryozoën, Spongien und verschiedenes organisches Zerreibsel führt. Als sehr bezeichnendes Gestein stellt sich hier ein dunkelgrauer Dutenmergel, als oberste Lage eines geringwerthigen, sandigen Eisensteinflötzes ein. Aehnliche Dutenmergel kennt man in den Wernsdorfer Schichten Schlesiens und Mährens.

Auf der Karte konnten nur die zwei grössten Neocomzonen eingetragen werden, die zahlreichen schmalen Partien sowohl von schwarzen Neocomschiefern, wie die der bunten Schiefer konnten nicht berücksichtigt werden. Für solche Details reicht auch der Maassstab von 1:25.000, noch mehr aber die Zeit des Aufnahmsgeologen nicht aus.

Oestlich von der beschriebenen Gegend verschmälert sich die Aufbruchszone immer mehr und mehr, die Cięzkowicer Sandsteine im N., die Magurasandsteine im S. derselben treten immer näher an einander heran. Auf dem Sattel zwischen Wojakowa und Rajbrot (Wasserscheide zwischen Dunajec und Raba) ist der Aufbruch am schmalsten, lässt aber doch noch eine schmale Zone von Neocombildungen zu Tage treten. Gegen Wojakowa verbreitert sich die Aufbruchszone abermals, ist aber verhältnissmässig schlecht aufgeschlossen. Im Wojakowaer Bache ist das Grundgebirge fast gar nicht zu sehen und auch die Nebenbäche bieten nicht viel. Erst im südlichen Seitenbach von Druszków pusty sind an mehreren Stellen obere Hieroglyphenschichten zu sehen, ebenso in Dobrociesz. Bunte Schiefer scheinen hier weniger stark ausgebildet wie zwischen Rybie und Rajbrot, doch dürften sie wenigstens in der südlichen Partie der Aufbruchszone kaum fehlen, da sie weiter östlich wieder zum Vorschein kommen.

Zwischen Rybie und Rajbrot ist das Streichen der Aufbruchszone fast westöstlich oder genauer von WSW. gegen ONO. gerichtet, in letzterer Oertlichkeit tritt jedoch ein Schwenken nach SO. ein. Während jedoch auf der ersteren Strecke die neocomen Aufbrüche innerhalb der Zone des unteren Alttertiärs und mit dieser parallel erscheinen, konnten

östlich von der Wasserscheide zwischen Rajbrot und Wojakowa neocome Aufbrüche nicht mehr constatirt werden, die betreffende Zone besteht nur mehr aus Schiefern und Sandsteinen der unteren Abtheilung des Alttertiärs. Wie ich schon in einem Reisebericht hervorgehoben habe, verschwindet aber das Neocom nicht völlig, es verlässt nur die bisherige Aufbruchszone, um an einer Stelle östlich von Rajbrot, in Iwkowa wieder zum Vorschein zu gelangen.

Bevor ich darauf eingehe, habe ich noch mit einigen Worten des Ciężkowicer Sandsteinzuges zu gedenken, der die beschriebene Zone im N. abgrenzt. Die Grenze verläuft nicht weit nördlich von der Strasse Rzegocina-Bytonisko-Rajbrot. In Bytonisko liegt die Grenze knapp nördlich vom Dorfe, es erscheinen hier zunächst Bonarówka-Schiefer und dann erst folgen südlich fallende Ciężkowicer Sandsteine. In Rajbrot ist die südlichste Partie ebenfalls in Form kieseliger Sandsteine entwickelt, die man an der Strasse von Rajbrot nach Łąkta górna sehen kann. Darauf folgen zuerst nördlich-, dann südlichfallende Ciężkowicer Sandsteine. Die alttertiäre Aufbruchszone, welche von Druszków pusty und Porąbka iwkowska gegen Michalczowa-Lososina nach SO. streicht, wird weiter unten näher beschrieben werden. Als Hauptresultat der vorstehenden Beobachtungen ergibt sich demnach, dass in der schmalen Aufbruchszone von Rybie-Rzegocina-Rajbrot zahlreiche kleinere und grössere versteinerungsführende Neocomzüge zum Vorschein kommen, die von rothen Schiefern, oberen Hieroglyphenschichten mit Menilitschiefern und Nummulitensandsteinen umgeben werden. Im Allgemeinen nehmen die Neocomzüge die Mitte des ganzen Aufbruches ein, der im S. von Magurasandsteinen, die deutlich auf den bunten Schiefern aufruhen, im N. von Ciężkowicer Sandsteinen begrenzt wird. Die kleineren Neocompartien liegen meist in der Nähe der grösseren Neocomzüge, werden aber von den letzteren doch durch bunte Schiefer getrennt, deren Wechsel mit den schwarzen Neocomschiefern ein so häufiger und rascher ist, dass man fast an Wechsellagerung denken könnte. Das Fallen der Schichten ist ausnahmslos concordant nach S. gerichtet. Trotz der gleichmässigen Aufeinanderfolge und der scheinbar regelmässigen Lagerung muss eine bedeutende Lücke zwischen Neocom und Alttertiär angenommen werden, nicht nur die oberste, auch die mittlere Kreide fehlt hier vollständig. Das transgredirende Alttertiär fand hier Neocomschichten vor, die schon bis zu einem gewissen Grad gefaltet, mit der Alttertiärdecke eine gemeinsame Faltung durchzumachen hatten, als deren Ergebniss wir die nunmehrige parallele Stellung der Schichten zu betrachten haben. Bei der Weichheit des Materials ist eine derartige durch eine gemeinsame Nachfaltung hervorgerufene Verwischung einer ursprünglichen Discordanz ganz gut denkbar.

Die Linie, längs welcher die grössten Neocomzüge hervortreten, fixirt das Maximum der Aufbruchserscheinung. Die oftmalige Wiederholung der Neocomschichten ist ohne Zweifel eine Folge von Faltung, die aber sicher auch von Längsbrüchen begleitet war (vergl. Fig. 8 und 9). Dafür spricht die unsymmetrische Entwicklung der grossen Aufbrüche und die directe Beobachtung einzelner Stellen. Diese Anschauung tritt in den beigegebenen Durchschnitten hervor. Die beschriebene Zone erinnert in vielen Stücken an die südliche Klippenlinie. Wäre

hier der Unterschied der Gesteinsbeschaffenheit derselbe wie in der Klippenzone zwischen den Klippen und deren Hülle, so würden wir hier ohne Zweifel ein ganz ähnliches landschaftliches Bild vor uns haben. Während wir jedoch annehmen müssen, dass das oftmalige Hervortreten des Neocoms an den Stellen, wo wir es heute finden, eine Folge der nacholigocänen Faltung ist, haben wir, wie im II. Theile der Arbeit gezeigt werden soll, Grund zu der Annahme, dass die Juraklippen mehr oder minder in dem Zustande von heute von den Gesteinen der Klippenhülle umschlossen wurden. Mehrere Durchbrüche von Andesit tragen zur weiteren Complication dieses sehr interessanten Gebietes bei.

Iwkowa. In Połom mały und Porąbba iwkowska herrschen obere Hieroglyphenschichten, die in ersterer Localität nach N. einfallen und in den kleineren Wasserrissen in der Nähe der zum Meierhof ostwärts führenden Strasse aufgeschlossen sind. Es folgen dann Ciężkowicer Sandsteine von petrographisch typischer Form.

Im mittleren Theile des langgestreckten Dorfes Iwkowa dagegen breitet sich eine flache Niederung aus, welche mit blauem miocänem Tegel erfüllt ist. Verfolgt man den beim Meierhofe und dem Wirthshause mündenden Skotnicabach, so tritt im Bachbette ein blauer undeutlich geschichteter oder schichtungsloser Tegel entgegen, über dessen Lagerungsverhältnisse man sich nicht sogleich Klarheit verschaffen kann. In einiger Entfernung von der Bachmündung tritt jedoch eine 3·5 Decimeter mächtige Sandlage auf, welche zeigt, dass die Lagerung nicht horizontal, sondern ein Einfallen mit circa 25 Grad nach SW. vorhanden ist. Dieser Tegel hält im ganzen Unter- und Mittellauf des genannten Baches an, während die Anhöhe knapp südöstlich und südlich vom Bache aus Ciężkowicer Sandstein besteht. Nur der Oberlauf des Skotnica liegt im Ciężkowicer Sandstein, welcher unweit östlich vom Punkte 354 Meter (der Karte 1 : 25.000) mit südlich einfallenden Lithothamnien- und Orbitoiden führenden Bänken beginnt. Obwohl die Aufschlüsse im Skotnicabache sehr vollständig sind, konnte doch ausser der erwähnten Sandbank keine weitere heteropische Einschaltung wahrgenommen werden; überall herrscht derselbe feine, bläuliche, plastische Tegel, der hier nur selten einzelne zerbrechliche Molluskenschalen führt. Der miocäne Tegel scheint in der ganzen Flur Przednice entwickelt zu sein und dürfte im Iwkowaer Thal bis zu der an der Dorfstrasse stehenden Capelle reichen, wo der Fahrweg zur St. Urban-Capelle nach N. abzweigt. Nördlich vom Iwkowaer Thale reicht der miocäne Tegel nicht weit, da das Berggehänge Targowiec bereits aus kieseligen, nördlich fallenden Schiefern und Sandsteinen besteht.

Im Hauptthal sind die Aufschlüsse spärlich. Unterhalb der Kirche sieht man am Bachufer Tegel, Lignitspuren und dieselbe oder eine ganz ähnliche Sandlage, wie im Skotnicabache. Die letztere fällt westlich ein und ist durch eine Tegellage getheilt. Unweit oberhalb der Kirche mündet ein vom Gehänge Targowiec herab kommender Seitengraben, in welchem an einer Stelle noch innerhalb des Thalbodens des Iwkowaer Baches Lignit zum Vorschein kommt, dessen Mächtigkeit und Lagerung nach dem vorhandenen Aufschlusse nicht sicher beurtheilt werden kann. Der betreffende Lignit ist augenscheinlich von sehr schlechter

Beschaffenheit und gleicht vollkommen dem von Podegrodzie und Niskowa bei Sandec. [1])

Die wichtigsten Aufschlüsse bietet wohl jener Seitengraben gegenüber dem Skotnicabache, längs dessen die Landstrasse zur Wasserscheide Iwkowa-Tymowa ansteigt. Knapp südlich von dem bei der Mündung desselben befindlichen Wirthshause befindet sich eine kleine Partie von südlich fallenden Bonarówka-Schichten, nördlich davon sind typische, zuerst nach SSW., dann nach ONO. geneigte Ciężkowicer Sandsteine zu sehen, welche das östliche Gehänge zusammensetzen. Bei der Einmündung des ersten östlichen Seitengrabens dagegen treten die bläulichen Miocäntegel auf, die eine flach SSW. geneigte Muschellage enthalten.

Es konnten hier mehrere Arten gesammelt werden, deren Namen im allgemeinen Theil mitgetheilt erscheinen. Bei der Abzweigung der nach Lipnica führenden Strasse erreicht der Miocäntegel sein Nordende mit einer eigenthümlichen, ungefähr 8 Meter mächtigen Blockbildung, die aus grossen eckigen, in bläulichem Tegel eingeschlossenen Sandsteinstücken besteht (s. Fig. 11 *mi, g*). Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit dürften diese Blöcke nicht vom Ciężkowicer Sandstein herrühren, der auch nicht das ausschliessliche Umrandungsmaterial des Iwkowaer Miocänbeckens bildet. Ich hielt diese Blockablagerung anfangs für diluvial, da aber ein Zusammenhang mit dem Miocän vorhanden ist, glaube ich sie als miocän ansprechen zu müssen. An den anderen Stellen, wo ich den Contact des Miocäns mit dem älteren Gebirge zu sehen Gelegenheit hatte, fehlen ähnliche Strandbildungen vollständig. So in dem kleinen Wasserriss, welcher knapp unterhalb der beschriebenen Stelle die Schichten blosslegt (s. Fig. 10). Daselbst ist von unten aus zunächst blauer Miocäntegel zu sehen, der sich an anscheinend südlich fallende massig-mürbe Sandsteine anlegt. Dann folgt nochmals eine ganz kleine Partie von Miocäntegel, unter welcher ebenfalls das Grundgebirge in Form desselben Sandsteins hervortritt. Hier ist die Contactfläche in ziemlicher Ausdehnung entblösst, ohne dass eine Spur von Strandbildungen zu sehen wäre.

Fig. 10.

s massig-mürber Sandstein, *mi t* miocäner Tegel.

Schlämmproben des Iwkowaer Tegels, der mit dem von Niskowa, Podegrodzie und Brzozowa vollkommen identisch ist, erwiesen sich als sehr foraminiferenreich. — An vielen Stellen in der Umgebung von Iwkowa wurden erratische Blöcke aufgefunden, die hier die südlichsten, mir bekannt gewordenen Marken für die ehemalige Ausbreitung der nordischen Vereisung bilden.

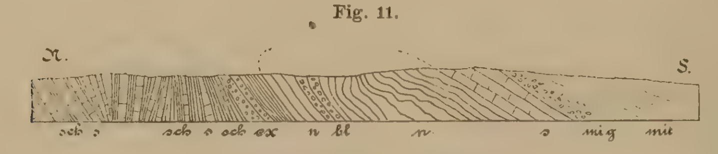
Die weitere Verfolgung des Thalgrundes neben der Landstrasse ergibt folgende Aufschlüsse (s. Fig. 11). Nach Passirung einiger Bänke von Sandstein, der den petrographischen Habitus der Ciężkowicer Sandsteine zeigt und die Begrenzung des Miocäntegels bildet, erscheinen

[1]) Der Schullehrer von Iwkowa soll hier Schürfungen vorgenommen haben, die zu keinem Resultate geführt haben.

kieselige, in prismatische Stücke zerfallende, bräunlich verwitternde Sandsteinbänke mit bläulichen oder grünlichen Schieferzwischenlagen. Das Fallen ist flach südlich, die Schichten schwach gewunden. Darunter treten feinkörnige, innen bläulich, aussen gelblich gefärbte Sandsteine mit kalkigem Bindemittel hervor, welche bläulich-graue Schieferzwischenlagen enthalten. Eine Bank bildet ein Conglomerat, welches ebenso wie die Sandsteine und Schiefer petrographisch mit dem Neocom von Pogwisdów bei Bochnia vollkommen ident ist. Von Versteinerungen wurden, die Schichtflächen bedeckend, grosse Foraminiferen und jene Orbitoidenart aufgefunden, welche in Pogwisdów so häufig vorkommt. Darnach unterliegt es keinem Zweifel, dass hier ein Neocomaufbruch vorliegt. Ausser den eben beschriebenen Sandsteinen und Schiefern glaube ich auch die festen, prismatisch zerfallenden Sandsteine im Hangenden derselben hierher zählen zu sollen. Die Neocomschichten fallen ziemlich steil SSW. ein, nur die Schichtköpfe biegen gegen N. um.

Nördlich von diesem Aufbruche folgen unter das Neocom einschiessend grusige, sandige und thonige Bänke mit exotischen Blöcken *(ex)*, sodann ein mannigfaltiger Wechsel von Sandsteinen (Fig. 11 *s*), von plattigen Sandsteinen, harten, bankigen Sandsteinen, bläulichen Schiefern *(sch)*

Fig. 11.



Neocomaufbruch von Iwkowa.
n Neocom, *bl* Blockschichte im Neocom, *s* mittelcretacische Sandsteine, *sch* mittelcretacische Schiefer, *ex* Lage mit exotischen Blöcken, *mi t* miocäner Tegel, *mi g* Miocän, Strandgerölle.

und rothen Thonen. Die schieferigen Einlagerungen haben hier nicht den Charakter der Bonarówkaschichten. Das Detail der Aufeinanderfolge, welches hier wiedergegeben werden soll, weil diese Stelle in der Nähe von Neocomschiefern gelegen und daher von erhöhter Wichtigkeit ist, stellt sich in den vorhandenen Aufschlüssen folgendermassen dar. Ciężkowicer Sandstein [1]), leicht verwitterbarer Grus, Ciężkowicer Sandstein, plattiger Sandstein, grünlicher Schiefer, rother Thon, Grusbank, Ciężkowicer Sandstein, rothe und grünliche Schiefer, einen kleinen Sattel bildend, plattiger, feinkörniger, grauer Sandstein, durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen, ähnlich dem von Biesnik, Ciężkowicer Sandstein, harte, prismatisch zerfallende, dünnbankige Sandsteine mit grünlichen Schiefern, Ciężkowicer Sandstein in ziemlicher Mächtigkeit, bei der Stelle anstehend, wo das Thal nach W. umbiegt und die Strasse einem Seitengraben folgt, dickbankige, harte, in prismatische Stücke zerfallende Sandsteinlagen mit wenig bläulichem Schiefer, steil stehend, selbst mit einer Neigung gegen N.

Auf dem Sattel erscheinen stark kieselige Schiefer und dünnschichtige Sandsteine, welche die ganze Höhe zusammensetzen. Auf dem

[1]) Der Kürze wegen gebrauche ich in den folgenden Zeilen den Ausdruck Ciężkowicer Sandstein, statt Sandstein vom Aussehen des Ciężkowicer Sandsteines.

Nordabhange gegen Tymowa zu herrschen massig-mürbe Sandsteine, welche hie und da mit etwas rothem Thon oder Spuren von Bonarówka-Schichten verbunden sind.

Für die Altersbestimmung der Sandsteine ergeben sich in Iwkowa zwei Anhaltspunkte. Von denselben Erwägungen wie bei Bochnia-Okocim ausgehend, wird man die Sandsteinmassen, welche die zweifellosen Neocombildungen umgeben und theilweise in der Facies der Ciężkowicer Sandsteine entwickelt sind, als Aequivalente der Godula- und Istebna-Sandsteine aufzufassen haben, während die orbitoiden- und lithothamnienführenden Sandsteine des Skotnicabaches dem Alttertiär angehören. Die genauere Begrenzung dieser beiden altersverschiedenen Sandsteine dagegen muss leider als eine vollkommen willkürliche bezeichnet werden.

Die Neocominsel im Zilinabache. Der nächste Neocomaufbruch weiter östlich befindet sich im Zilinathale zwischen dem Städtchen Czchów und der Ortschaft Tymowa. Im Zilinabache, welcher sich bei Jurków mit dem Tymowaer Bache vereinigt und unweit davon in den Thalboden des Dunajec eintritt, sind die Aufschlüsse anfangs recht mangelhaft. Bevor man in den Czchówer Stadtwald eintritt, erhebt sich am Ostgehänge eine auffallende Terrainschwelle, in deren Zusammensetzung man durch natürliche und künstliche Aufschlüsse guten Einblick gewinnen kann. Es treten hier feinkörnige, harte, von Spathadern durchzogene, aussen hellbraun, innen bläulichgrau gefärbte Sandsteine auf, welche mit bläulichgrauen, feinblätterigen Schiefern wechsellagern. Die Sandsteinbänke haben meist nur $^1/_2$—1 Decimeter Dicke, während die dazwischenliegenden Schieferpackete $^1/_4$—$1^1/_2$ Decimeter Dicke aufweisen. In einzelnen Partien sind die Sandsteine hart, fast kieselig und zeigen eine streifige Zusammensetzung. Versteinerungen wurden in diesen Schichten mit Ausnahme von Fucoiden nicht vorgefunden, trotzdem kann nach der petrographischen Beschaffenheit der Schichten kein Zweifel darüber vorhanden sein, dass sie zum Neocom gehören und innerhalb desselben höchstwahrscheinlich dem unteren Neocom von Rzegocina (Schichten *a*—*c*), den Neocomsandsteinen von Wieliczka, Pogwisdów, Iwkowa, Okocim u. s. w. (mit *Belemnites bipartitus* und *Aptychus angulicostatus*) entsprechen. Die petrographische Beschaffenheit ist eine sehr ähnliche, ein Unterschied besteht darin, dass bei dem Aufbruche des Zilinathales die Schiefer mit Fucoiden ziemlich stark vorherrschen. Mit dieser weicheren Beschaffenheit der Schichten mag es in Zusammenhang stehen, dass die Lagerung keine ruhige ist, sondern vielfache secundäre Faltungen und Knickungen vorhanden sind.

Südlich vom Neocomaufbruch fehlen zunächst Aufschlüsse, erst in einiger Entfernung erscheinen da, wo der Stadtwald beginnt, sowohl im Hauptthal wie noch mehr in den Seitenthälchen schwarze und dunkelgrünliche, kieselige Schiefer mit dünnen kieseligen, gestreiften, dunkelgrauen oder selbst grünlichen, in prismatische Stücke zerfallenden Sandsteinbänken. Es haben diese Schichten, deren Mächtigkeit eine bedeutende ist, die meiste Aehnlichkeit mit den Bonarówka-Schichten, die ja auch häufig eine stark kieselige Entwicklung annehmen. Sie streichen aus dem Zilinathal über den genannten Sattel nach W., über den Czchówer Bach gegen Czchów am Dunajec. In letzterer Localität werden sie zum Theil schon von massig-mürben Sandsteinen verdrängt, die das

Gehänge mit der Ruine gegen den Thalboden zu zusammensetzen. Das Einfallen dieses Zuges richtet sich vorwiegend gegen S. und SW. Nördlich von der beschriebenen Neocominsel folgt zunächst eine unbedeutende Entwicklung von oberen Hieroglyphenschichten, die aber weiter nördlich Cieżkowicer Sandsteinen zu weichen scheinen.

Dieselben Gründe, welche die Zustellung der Schiefer und Sandsteine in der Umgebung des Neocoms von Iwkowa zur mittleren Kreide veranlasst haben, sprechen auch für die Einreihung der beschriebenen kieseligen, schwarzen Schiefer in dasselbe Niveau. Sowie Sandsteine vom Aussehen der Cieżkowicer Sandsteine die mittlere Kreide vertreten können, so müssen auch schwarze, der Bonarówka-Facies nahestehende Schiefer in demselben Niveau erwartet werden. Anhaltspunkte über die genauere Begrenzung der cretacischen Schichten fehlen jedoch vollständig. Möglicherweise wird die ganze Partie zwischen dem Zilina- und dem Iwkowaaufbruche als cretacisch zu betrachten sein.

Die mittlere Kreidezone zwischen dem Dunajec und der Biała.

Filipowice-Wola-stróżka-Biesnik-Zakliczyn. In der Gegend zwischen dem Dunajec und der Biała haben wir den mächtigsten und zusammenhängendsten Neocomzug des zu beschreibenden Terrains zu verzeichnen. Obwohl hier keine entscheidenden Versteinerungen aufgefunden werden konnten, kann nach der petrographischen Beschaffenheit und selbst nach den spärlichen organischen Resten über das neocome Alter derselben kein Zweifel aufkommen. Nicht nur, dass die petrographische Beschaffenheit derselben mit gewissen Neocomschichten vollkommen übereinstimmt, ist sie auch eine so bezeichnende, dass eine Verwechslung mit anderen karpathischen Schichtgruppen ausgeschlossen erscheint.

Der westlichste Punkt, wo die Neocomschichten dieses Zuges beobachtet werden konnten, befindet sich in Filipowice, östlich von Czchów. Hier tritt der Nawsibach nach Durchschneidung einer mächtigen Zone von südlich fallenden Sandsteinen, die vollkommen den petrographischen Habitus der Cieżkowicer Sandsteine besitzen, aus dem Gebirge in den Thalboden des Dunajec ein. Unweit östlich davon erscheinen, da wo die Strasse Filipowice-Stróże am nächsten an das Gehänge herantritt, schwarze Schiefer und krummschalige, von Spathadern durchzogene Sandsteinschiefer und Conglomerate mit Kohlenbrocken. Diese Schichten streichen ununterbrochen nach Wola stróżka, wo sie im obersten Theile des Dorfes gut aufgeschlossen sind. Sie fallen, abgesehen von unbedeutenden secundären Faltungen, nach S. bis SW. unter ebenso einfallende massige Sandsteine vom Habitus der Cieżkowicer, welche das höher ansteigende Gehänge bilden. Es treten hier zu den beschriebenen schwarzen Schiefern mit den so bezeichnenden Kalksandsteinen und Conglomeraten auch Eisensteinflötze hinzu, so dass die Schichtenentwicklung dieses Zuges ein Bild annimmt, das mit dem von Rajbrot, Rzegocina (Schichten *d—f*), Kamionna und Bochiniec bei Okocim vollkommen übereinstimmt. In der Mitte dieses Zuges treten im Thale von Wola stróżka massige Sandsteine hervor, die aber bald wieder von Neocomschiefern verdrängt werden. Es dürfte also hier eine vollkommene

Anticlinale zu verzeichnen sein, deren N.-Flügel jedoch nur kümmerlich zum Vorschein kommt. Diese Anticlinale ist auf dem beigegebenen Durchschnitte (Taf. II, Profil IV) nicht zu sehen, da die Ebene des Durchschnittes westlich davon gelegen ist. Das niedrige Terrain nördlich von der Neocomzone ist mit Diluvien, grösstentheils Löss bedeckt.

Im östlichen Seitengraben von Wola stróżka sind die schwarzen Neocomschiefer vorzüglich aufgeschlossen und ebenfalls von Sandsteinen vom Aussehen der Ciężkowicer Sandsteine bedeckt.

In dem weiter östlich gelegenen Palesnicathale ist der Durchschnitt folgender: In Konczyska südlich von Zakliczyn erscheinen am rechten Ufer der Palesnica mürbe Ciężkowicer Sandsteine, die man fast als Sand ansprechen könnte, nördlich fallend. Dieselben Schichten beobachtet man mit derselben Fallrichtung noch in dem Graben, welcher östlich von Słona herkommt. Dann aber folgen Schichten vom Aussehen der oberen Hieroglyphenschichten anfangs steil nördlich, dann südlich einfallend und zu beiden Seiten des Thales aufgeschlossen, welche in Biesnik von den schwarzen Schiefern mit dünnen Kalksandsteinen des Neocoms überlagert werden. Diese Schichten, die hier sehr mächtig entwickelt sind, enthalten eine Conglomeratbank mit *Terebratula sp. ind.* Ueber den Neocomschiefern liegen zunächst mürbe weisse Sandsteine, die vom Ciężkowicer nicht zu unterscheiden sind. Diese weichen aber bald einer ziemlich mächtigen Entwicklung von fein- oder mittelkörnigen vorwiegend grünlich gefärbten, plattigen oder grobbankigen Sandsteinen, die in grossen Massen gebrochen und als Bausteine, sowie auch zu ornamentalen Zwecken verwendet werden. Man findet derartige grünliche plattige Sandsteine nicht selten als untergeordnete Einschaltungen im Ciężkowicer Sandstein, allein nur selten erreichen sie eine solche Mächtigkeit und Bedeutung wie hier.

Darauf folgen abermals südlich fallende typische Ciężkowicer Sandsteine mit exotischen Blöcken, die hier, nach Bachgeschieben zu urtheilen, vorzüglich entwickelt sind. Unweit von der Mündung des Olszowianka-Baches herrscht die Bonarówkafacies mit schwarzen, seltener rothen Schiefern und einzelnen Kugelsandsteinlagen vor, welche südlich vom Palesnicaer Meierhofe abermals in Ciężkowicer Sandsteine übergeht, die bald mehr, bald minder typisch mit regelmässig flach südlichem Einfallen bis über Podole hinaus eine breite Fläche ausschliesslich zusammensetzen. Das ganze Gebiet westlich bis an den Dunajec und südlich bis gegen Przydonica wird in höchst einförmiger Weise von diesem Gebilde zusammengesetzt, das nur an einzelnen Stellen von Bonarówka-Schichten abgelöst wird, wie zwischen Roztoka und Ruda kameralna. Die Südseite des Bartkowa-Thales und die Gegend südlich von Rożnow am Dunajec zeigen die eigenthümliche Felsbildung des Ciężkowicer Sandsteins in ausgezeichneter Weise. Die letztere Localität ist ausserdem reich an exotischen Blöcken. Jener Theil der Ciężkowicer Sandsteine, welcher den Neocomschiefer überlagert, wurde den früher entwickelten Anschauungen gemäss als mittelcretacisch ausgeschieden. Die Lagerung von der Neocomzone nach S. ist eine ruhige, während im N. der Neocomzone, da, wo dieselbe an die oberen Hieroglyphenschichten angrenzt, offenbar ein grosser Längsbruch verläuft.

Brzozowa-Jastrzębik. Die Neocomzone von Biesnik streicht, wie man sich in Brzozowa überzeugen kann, aus dem Palesnica-Thale ungestört nach O., erreicht aber das Bialathal nicht, wenigstens konnten daselbst keine darauf hinweisenden Aufschlüsse vorgefunden werden. Im Hauptthale von Brzozowa stehen miocäne blaue foraminiferenreiche Tegel an, die hier lignitfrei zu sein scheinen und eine ähnliche ringsum begrenzte Insel, wie in Iwkowa bilden. Die flachen Anhöhen nördlich davon in der Richtung gegen Zakliczyn und Gromnik sind von diluvialem Lehm und Löss bedeckt, unter denen glaciale Schotter zum Vorschein kommen. Verfolgt man den von Süden kommenden Seitenbach nach aufwärts, so sieht man anfangs noch die Miocäntegel, welche stellenweise äusserst gebrechliche Bivalven enthalten. Da, wo auf der Ostseite des Thales das erste Wäldchen erscheint, beobachtet man südlich fallende schwärzliche, bläuliche und röthliche Thone, mit weichen Klumpen eines mittelkörnigen, glauconitischen Sandsteines, etwa 3 Meter mächtig. Vielleicht gehören diese Schichten, die ich nicht recht zu deuten vermag, zum Miocän. Darauf folgen steil südlich fallend die schwarzen Neocomschiefer mit dunkeln Kalksandsteinen, mit Kohlenbrocken und Eisenerzen. Sie werden von Sandsteinen vom Aussehen der Ciężkowicer Sandsteine überlagert, welche als Fortsetzung der oben besprochenen Sandsteine in höchst einförmiger Weise nach Süden bis über Jastrzębik hinaus anhalten. Die Zone von oberen Hieroglyphenschichten, die im Palesnicathale im Norden des Neocoms beobachtet wird, scheint hier durch das Miocän verdeckt.

Der Brzankazug zwischen der Biała im Westen und den Liwocz im Osten.

An das in der Literatur bereits erwähnte Liwoczgebirge schliesst sich nach W. eine Reihe bewaldeter Hügel an, welche sich von der niedrigen Umgebung im N. und S. als abgesonderte Bergzone ziemlich gut abheben und von O. nach W. Folgende Höhen aufweisen: Rysowany Kamien 427, Wiszowa 409, Kowalowy 508, Obszar 487, Dobrotyn 517, Brzanka 536 Meter. Der leichteren Ausdrucksweise wegen werde ich diesen Bergzug, der an der Biała zwischen Tuchów und Gromnik sein westliches Ende erreicht, im folgenden nach der höchsten Kuppe desselben als Brzankazug anführen. Nicht blos orographisch, auch geologisch bildet der Brzankazug eine Fortsetzung des Liwocz. Es wird sich daher empfehlen, bei der Beschreibung vom Liwocz, als dem bekannteren Theile, auszugehen, und mit einer kurzen Wiederholung der über die Zusammensetzung des Liwocz gewonnenen Kenntnisse zu beginnen.

Am Fusse des Liwocz wurden von Bergrath Paul und mir im Jahre 1882 schwarze, dünnplattige Schiefer mit Kalksandsteinen aufgefunden, deren Versteinerungen: *Aptychus Didayi Coq., Phylloceras aff. Winkleri Uhl., Holcodiscus sp. ind., Crioceras n. sp. aff. Morloti Oost.* sie als Neocomschiefer erkennen liessen. Offenbar bilden die Neocomschiefer vom Liwocz die östlichste Fortsetzung der im Jahre 1882 noch unbekannten, im Vorhergehenden beschriebenen südlichen Kreidezone. Im Hangenden der Neocomschiefer wurde im Jahre 1882 eine

mächtige Folge von massig-mürben Sandsteinen nachgewiesen, an deren Südgrenze eine Partie von Menilitschiefer die Aufmerksamkeit fesselte. Noch weiter südlich wurden obere Hieroglyphenschichten verzeichnet. Im Liegenden des Neocomschiefers gegen N. zu wurde ein davon petrographisch verschiedener schwarzer kleinblätteriger Schiefer, dann Kugel- (Cięzkowicer) Sandstein mit einer mächtigen Menilitschieferlage und endlich obere Hieroglyphenschichten nachgewiesen. Die massig-mürben Sandsteine wurden nach der Lagerung im Hangenden des Neocoms als mittelcretacische Sandsteine angesehen und es wurde bei dem Mangel jedweder Grenze angenommen, dass sie sich bis an die oberen Hieroglyphenschichten im Süden erstrecken. Die oberwähnte kleine Partie von Menilitschiefer, deren Lagerung an dem beobachteten Punkte keine klare ist, wurde als transgressiv betrachtet.

Die Aufnahme des folgenden Jahres ergab zur Evidenz, dass die massig-mürben Sandsteine und Kugelsandsteine, die als Cięzkowicer Sandsteine bezeichnet wurden, mit Menilitschiefern in Wechsellagerung stehen. Ihr Alter erwies sich dadurch als oligocän. Nachdem auf diese Weise unzweifelhafte Anhaltspunkte für das geologische Alter der Cięzkowicer Sandsteine gewonnen waren, war es naheliegend, die unsicheren, nur durch die Lagerungsverhältnisse gestützten Vermuthungen über das mittelcretacische Alter der massig-mürben Sandsteine am Liwocz aufzugeben und dieselben als oligocän zu betrachten. Wie schon im Vorhergehenden auseinandergesetzt wurde, sah man sich noch später durch die Aufnahmen bei Bochnia, die Studien Niedzwiedzki's bei Wieliczka und endlich die geologischen Aufnahmen in Schlesien zu der unabweisbaren Annahme genöthigt, dass in Westgalizien die Facies der oligocänen Kugel- und Cięzkowicer Sandsteine bis in die mittlere Kreide hinabreicht und daher sowohl oligocäne, wie mittel- und obercretacische Sandsteine genau dasselbe petrographische Aussehen besitzen können.

Es kann nunmehr für den Liwocz an der ursprünglichen Annahme festgehalten werden, dass die massig-mürben Sandsteine (Tomaszkowicer Sandsteine) desselben die mittlere und zum Theil wohl auch die obere Kreide repräsentiren, doch darf dieses Alter nur für die liegende Partie derselben in Anspruch genommen werden, die hangende Partie mit dem Menilitschiefer ist als oligocän (Cięzkowicer Sandstein) zu betrachten. Wie an den übrigen Punkten ist auch am Liwocz die nähere Begrenzung dieser beiden altersverschiedenen, aber vollkommen isopischen Glieder bis zu einem gewissen Grade willkürlich.

Die schwarzen Schiefer nördlich vom Neocomaufbruch, welche das locale Eintreten der Bonarówkafacies bedeuten und die darauffolgenden Kugelsandsteine mit Menilitschiefern haben eine geringe Mächtigkeit und können daher wohl als ausschliesslich alttertiär angesehen werden (vergl. Fig. 12).

Selbst für den Fall, als die Annahme des mittelcretacischen Alters der unteren Partie der massig-mürben Sandsteine zurückgewiesen werden sollte, steht doch unzweifelhaft fest, dass die Neocomzone des Liwocz einen Aufbruch bildet und es daher unmöglich ist, den Menilitschiefer im N. des Liwocz und den im S. durch eine Synclinale zu verbinden. Es wird sich bald ergeben, dass diese Erwägung für die Auffassung des Brzankazuges von grösster Bedeutung ist.

Das Liwoczgebirge (561 Meter) streicht von SO. nach NW., seine directe unmittelbare Fortsetzung, der Brzankazug dagegen, verläuft fast genau ostwestlich. Der Uebergang vollzieht sich an der Grenze der beiden Kartenblätter Brzostek-Strzyzów und Pilzno-Cięzkowice, da wo sich der niederste, von Dembowa nach Czermna führende Sattel des ganzen Bergzuges befindet. Die Hauptzüge des Baues und der Zusammensetzung lassen sich in wenigen Worten wiedergeben. Der Brzankazug besteht aus einer einheitlichen Masse von concordant und regelmässig nach S. einfallenden massig-mürben Sandsteinen vom petrographischen Charakter der Cięzkowicer Sandsteine. Darunter fallen im N. obere Hieroglyphenschichten ein und dieselben Schichten sind es, die auch im S., im Hangenden des Zuges regelmässig auftreten. Unweit von der Grenze dieser Bildungen, aber bereits im Bereiche des Cięzkowicer Sandsteines, erscheinen im N. und S. schmale, aber wohlcharakterisirte und regelmässig ostwestlich streichende Züge von Menilitschiefer, (vergl. Profil III auf Taf. II und Fig. 13).

Wo immer man diesen Zug verquert, überall bietet sich im Wesentlichen mit geringen Abweichungen dasselbe Bild dar. Es scheint mir daher überflüssig, die sämmtlichen Detailbeobachtungen hier wiederzugeben, ich glaube mich vielmehr darauf beschränken zu können, einen Durchschnitt zu beschreiben und die übrigen nothwendigen Mittheilungen daran anzuknüpfen. Ich wähle hierzu den Durchschnitt von Joniny im N. über den Dobrotyn nach Zurowa und Olszyny im S.

In dem vom Dobrotyn gegen Joniny nach N. herabziehenden Thale erscheinen dicht am Ausgange desselben steil südlichfallende obere Hieroglyphenschiefer und Sandsteine, auf welche typische, mürbe südlichfallende Kugelsandsteine mit vielleicht 20 Meter Mächtigkeit folgen. Die schieferigen Zwischenlagen derselben sind sehr sandig, schwärzlich gefärbt und zeigen gelbliche Ausblühungen. Sie nehmen allmälig eine chocoladebraune Färbung an und gehen in bräunlichen, gelb verwitternden Menilitschiefer mit Fischschuppen über. Dann erscheinen schwarz- und weissgestreifte Hornsteine und über diesen hellgraue bis weisse kalkige und lichtgrünliche Mergel, ferner rothe und grünliche, endlich schwärzliche Schiefer. Die Stelle, wo die Menilitschiefer zum Vorschein kommen, ist durch eine ziemlich auffallende Capelle markirt. Nun folgt die Hauptentwicklung der Cięzkowicer und Kugelsandsteine, die anfangs ziemlich steil nach S. einfallen. Sie enthalten häufig schwarze Schieferzwischenlagen, die zuweilen grössere Mächtigkeit annehmen und sich dann als Andeutung der Bonarówkafacies stärker bemerkbar machen. Eine der massig-mürben Sandsteinlagen unweit südlich vom Menilitschieferzug enthält nuss- bis apfelgrosse Lithothamnienknollen eingeschlossen. Gegen die Höhe zu werden die Sandsteine immer massiger und auch auf der S.-Seite in Zurowa zeigen sie die typische Ausbildung der Cięzkowicer Sandsteine. In die massig-mürben Partien, die oft so steril sind, dass sie an vielen Stellen vegetationslos aus dem Boden hervortreten, ja selbst in kleinerem Maassstab felsbildend sich verhalten, schalten sich an vielen Stellen mächtige Bänke von Kies und Grus ein. Mit grosser Einförmigkeit folgen die stets südlich fallenden Schichten dieses Sandsteines auf einander, bis am S.-Ende von Zurowa abermals Menilitschiefer eintreten. Sie erscheinen hier an der Kreuzung des Feld-

weges von Zurowa nach Olszyny mit dem zum Meierhof am W.-Ende von Olpiny führenden Wege. Auf den massig-mürben Sandstein folgt zuerst grünlicher Schiefer und Thon mit spärlichen dünnen Sandsteinbänkchen, dann rother Schiefer und endlich hellchocoladefarbener, fast weissverwitternder Menilitschiefer mit weiss- und schwarzgestreiften Hornsteinen. Darauf sind noch Spuren von massig-mürben Sandsteinen zu sehen, die aber sehr bald von südlichfallenden oberen Hieroglyphenschichten in grosser Mächtigkeit überlagert werden.

Der ganze Brzankazug zwischen den beiden Menilitschieferzügen im N. und S. hat eine Breite von ungefähr 6·4 Kilometer und zeigt eine durchaus einheitliche Zusammensetzung aus den beschriebenen massig-mürben, concordant südlich geneigten Sandsteinen, zu deren Lagerung nur noch zu bemerken wäre, dass das Einfallen auf der N.-Seite gewöhnlich ein steileres ist als auf der S.-Seite. Da und dort erscheinen namentlich gegen W. zu grössere Partien von schwarzen Bonarówkaschiefern und rothen Thonen, die aber im Allgemeinen gegen die Sandsteine sehr zurücktreten. Am Ostrande des Kartenblattes im obersten Theile von Dembowa treten ausserdem bläuliche Schiefer mit harten, dünnbankigen, in prismatische Stücke zerfallenden Sandsteinen auf, die eine locale Facies zu bilden und weiter westlich gänzlich auszukeilen scheinen.

Grössere exotische Blöcke, die im Cięzkowicer Sandstein sonst so häufig sind, fehlen im Brzankazug, wie es scheint, gänzlich. Von Versteinerungen wurden nur die schon erwähnten, für den Cięzkowicer Sandstein sehr bezeichnenden Lithothamnien aufgefunden.

Sowohl für die Begrenzung des Brzankazuges, wie auch für den Nachweis seines directen Zusammenhanges mit dem Liwocz ist die Verfolgung der beiden Menilitschieferzonen am N.- und S.-Fusse des genannten Bergzuges von entscheidender Bedeutung. Dadurch ergibt sich nämlich mit Sicherheit, dass sie mit den Menilitschieferzügen im N. und S. des Liwocz in Zusammenhang stehen und nur eine weitere Fortsetzung der letzteren bilden. Eine nochmalige Begehung des Liwocz hat gezeigt, dass die im Vorhergehenden erwähnte kleine Menilitschieferpartie von Lipnica górna nicht nur nach O. im Menilitschiefer von Kowalowy eine Fortsetzung findet, sondern auch gegen W. nach Jablonica fortsetzt, um von da nach Saryz und Szerszyny zu streichen. Die Aufschlüsse sind ziemlich gut und es scheint hier ein vollkommen zusammenhängender Zug vorhanden zu sein, wie er in die Karte eingetragen wurde, doch wäre es immerhin möglich, dass vielleicht einzelne Lücken vorhanden sind, wo die Menilitschieferfacies fehlt, um in einiger Entfernung abermals einzusetzen. Es ist dies für die Auffassung dieser Gegend im Grossen und Ganzen wohl von untergeordneter Bedeutung. In Szerszyny erscheint der Menilitschiefer unweit nördlich vom Dorfe, verquert das vom Dobrotyn herabkommende Nebenthal, sodann das Zurower Thal, und ist zwischem diesem und dem westlich folgenden Seitenthale gut aufgeschlossen und besonders leicht kennbar. Durch den obersten Theil des Dorfes Olszyny zieht der Menilitschiefer nach Jodlówka und von da nach Rzepiennik marciszewski und Golonka.

Der Menilitschiefer nördlich vom Liwocz lässt sich gegen O. nach Nawsie Kolaczyckie und Lazy verfolgen und wurde gegen W. auf dem Terrain von Brzyski gegen Dembowa hin nachgewiesen. Hier scheint er

eine kurze Unterbrechung zu erleiden, da er in Dembowa nicht aufgefunden werden konnte. In geringer Entfernung kommt er jedoch südlich vom Dorfe Jodlowa wieder zum Vorschein und zieht von da ununterbrochen bis Ryglice. Die kurze Unterbrechung bei Dembowa kann jedoch nicht hindern, den letzteren Zug mit dem von Brzyski theoretisch in Verbindung zu bringen, da die begleitenden Sandsteine ununterbrochen fortsetzen und das zeitweilige Verschwinden der Menilitschieferfacies eine jederzeit zu erwartende Möglichkeit ist. Nebenbei sei hier zur Erhärtung dieser Behauptung erwähnt, dass die in Rede stehenden Menilitschieferzüge zu den längsten und anhaltendsten gehören, die man in W.-Galizien kennt. Weiter westlich treten die Menilitschiefer nur mehr als unbeträchtliche Einschaltungen auf, die oft nur wenige Meter, selten einen oder zwei Kilometer weit anhalten, ohne dass die Tektonik des Gebirges im Allgemeinen eine andere wäre.

Von Jodlowa, wo der Menilitschieferzug knapp südlich vom Dorfe erscheint, wurde derselbe bis an sein W.-Ende südlich von Ryglice fast Schritt für Schritt verfolgt. Im oberen Theile des Dorfes Jodlowa setzt der Menilitschiefer über den Bach und folgt von da in westnordwestlicher Richtung der Bezirksstrasse, welche von Jodlowa nach Kowalowy führt. Auf der Höhe des Sattels zwischen den genannten Orten befinden sich im Menilitschiefer grosse Schottersteinbrüche. Auf der Sattelhöhe erscheint der Menilitschiefer am weitesten nach N. gerückt, er zieht von da nach W. mit einer geringen südlichen Ablenkung, verquert die Bezirksstrasse von Joniny über den Obszar nach Olpiny an der Stelle, wo sich letztere mit dem Feldwege kreuzt, verquert ferner das von Dobrotyn herabkommende Seitenthal in der durch eine Capelle markirten Gegend und verläuft nun in ungefähr ostwestlicher Richtung in die Gegend südlich von Ryglice, wo er in dem von Ratówka herabkommenden Thale auskeilt. In der letzten Strecke vor Ryglice zeigt das westöstliche Streichen des Menilitschiefers sogar eine kleine Ablenkung nach N. [1]) Westlich von Ryglice verläuft die Grenze zwischen den oberen Hieroglyphenschichten und dem Cięzkowicer Sandstein über Kielanowice górne und Burszyn gegen WSW. und fehlt hier der Menilitschiefer gänzlich.

Die petrographische Beschaffenheit beider Menilitschieferzüge ist in der ganzen Erstreckung gleichbleibend. Immer sind es hellchocoladefarbene, oft fast weiss verwitternde feinblätterige Schiefer und schwarz- und weissgestreifte, dünnschichtige Hornsteine, deren Mächtigkeit zumeist nur 15—20 Meter beträgt. Bezeichnend ist für die Menilitschiefer dieses Gebietes, dass sie stets mit grünlichem, schwärzlichem und rothem Schiefer in Verbindung stehen. Die schmutzig-grünlichen enthalten schmale feste Sandsteinbänkchen mit spärlichen Spathadern und Hieroglyphen, die rothen Schiefer dagegen sind fast sandsteinfrei. Die Mächtigkeit dieser begleitenden Schiefer ist eine ziemlich beträchtliche und übersteigt die der Menilitschiefer meist mindestens um das Doppelte.

An der näher beschriebenen Stelle südlich von Joniny treten die hellchocoladefarbenen, weisslich verwitternden Schiefer zurück und es

[1]) Um zu grosse Breite zu vermeiden, wurde die Localbeschreibung möglichst knapp gehalten. Ich muss bezüglich der genaueren Lage dieses Menilitschieferzuges, wie der folgenden auf die Originalkarte verweisen.

spielen die braunen sandigen Schiefer mit gelben Beschlägen, die in Brzyski am Nordabhange des Liwocz besonders bezeichnend auftreten und sich aus den Zwischenlagen der Kugelsandsteine entwickeln, eine grössere Rolle.

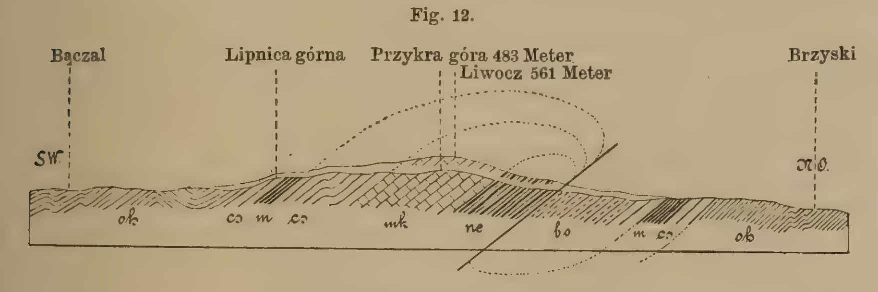
Während die übrigen Sandsteine und Schiefer des ganzen Gebietes fast stets und mit grosser Regelmässigkeit südliches Fallen erkennen lassen, zeigen sich die Menilitschiefer meist secundär gefaltet oder weichen von der südlichen Fallrichtung ab. Doch kommen auch Stellen vor, wo das Einfallen regelmässig südlich ist.

Es genügt wohl ein Blick auf die Karte, um die Behauptung des Zusammenhanges der Menilitschiefer des Brzankazuges und des Liwocz als wohlbegründet zu erkennen. Nachdem nun der Neocomaufbruch des Liwocz innerhalb dieser beiden Züge stattfindet, so muss auch der Brzankazug als Aufbruchszone gedeutet werden, wiewohl es trotz darauf gerichteter Aufmerksamkeit nicht gelang, daselbst ähnliche Neocombildungen nachzuweisen, wie am Liwocz. Daraus ergibt sich, dass die oberen Hieroglyphenschichten nördlich und südlich vom Brzankazuge geologisch jünger sein müssen, als die am Aufbruch betheiligten massig-mürben Sandsteine.

Wir gelangen daher bezüglich des Alters der Cięzkowicer Sandsteine und ihrer Stellung zu den oberen Hieroglyphenschichten hier zu demselben Ergebniss wie bei Bochnia. Auch hier müssen wir die massigmürben Sandsteine für älter ansehen, als die oberen Hieroglyphenschichten. Ob sie jedoch ihrer ganzen Masse nach als alttertiär zu betrachten sind oder ob auch mittel- und obercretacische Sandsteine darin enthalten sind, dafür liegen leider keine directen Nachweise vor. Die ausserordentliche Mächtigkeit der Sandsteine des Brzankazuges lässt jedoch vermuthen, dass die mittelcretacischen Sandsteine des Liwocz nach W. hin fortsetzen und an dem Aufbruche des Brzankazuges mitbetheiligt sind.

Die Schmalheit der Sandsteinzone nördlich vom Neocom des Liwocz scheint dafür zu sprechen, dass der nördliche Flügel von mittelcretacischem Sandstein unterdrückt ist und Neocom und Alttertiär mittelst

Fig. 12.



Durchschnitt des Liwocz.

ne Neocom, *mk* mittlere und obere (?) Kreide, *cs* Cięzkowicer Sandstein, alttertiär, *bo* Bonarówkaschiefer, alttertiär, *m* Menilitschiefer, *oh* obere Hieroglyphenschichten.

Bruch aneinander grenzen (s. Fig. 12). Den Verhältnissen des Liwoczdurchschnittes entsprechend wird man das Profil des Brzankazuges in

der durch die beistehende Figur 13 dargestellten Weise auffassen dürfen.

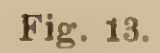
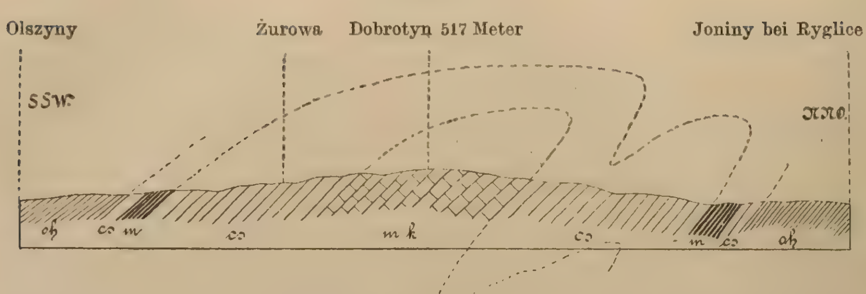


Fig. 13.



Durchschnitt des Brzankazuges.
mk mittlere und obere (?) Kreide, *cs* Ciężkowicer Sandstein, alttertiär, *m* Menilitschiefer, *oh* obere Hieroglyphenschichten.

Die Gegend zwischen Ciężkowice und Biecz.

Zwischen den Städtchen Biecz an der Ropa und Ciężkowice an der Biała verläuft eine orographisch nicht deutlich markirte Zone von Ciężkowicer Sandsteinen und Menilitschiefern, deren Streichen von SO. gegen NW. gerichtet ist. Nördlich von Ciężkowice tritt sie sehr nahe, bis auf ungefähr 1·3 Kilometer, an den Brzankazug heran, bei Biecz dagegen erscheint sie in Folge der südöstlich ablenkenden Streichungsrichtung circa 6·7 Kilometer vom Brzankazuge entfernt.

Das ganze flach hügelige, von den Ortschaften Jodłówka, Olszyny, Rzepienik suche, Olpiny, Swiencany, Binarówka, Lisów eingenommene Terrain zwischen dem Brzankazuge und der Zone Ciężkowice-Biecz ist in höchst einförmiger Weise aus oberen Hieroglyphenschichten zusammengesetzt, die zumeist südlich einfallen, doch häufig auch secundäre Faltungen aufweisen (s. Tafel II, Profil III). In der östlichen Partie bei Swiencany tritt zuweilen eine Andeutung der Ciężkowicer Facies hervor. Ungefähr in der Mitte dieses Terrains liegt eine Reihe von zum Theil bewaldeten Hügeln, Lipie, Racławska góra, Wymysle, Ryczak, deren Zusammensetzung insoferne von der Umgebung abweicht, als hier die oberen Hieroglyphenschichten ziemlich mächtige Sandsteinbänke enthalten, deren Lagerung eine sehr flache ist. Menilitschiefereinschaltungen wurden in diesem Gebiete nicht aufgefunden, erst in Skołyszyn am O.-Rande des Blattes Pilzno-Ciężkowice erscheinen die kalkigen Menilitschiefer von Jasło, die in der Umgebung dieses Ortes an mehreren Stellen nachgewiesen wurden.

Białadurchschnitt bei Ciężkowice. Für die Deutung und Auffassung der nach der Localität Ciężkowice benannten Sandsteine sind die Aufschlüsse des Białathales nördlich und südlich von Ciężkowice von grosser Bedeutung. Verfolgt man das östliche Gehänge des Białathales von Stróże niznie über Bobowa nach N., so trifft man eine einförmige, fast ausschliesslich südlich fallende Folge von oberen Hieroglyphenschichten an, welche bis nördlich von Zimnawódka anhalten (s. Fig. 14). Zwischen Zimnawódka und Zborowice erscheinen jedoch grünlichgraue feinkörnige

ziemlich massige Sandsteine, die mit den oberen Hieroglyphenschichten durch allmälige Uebergänge verbunden sind. Einzelne Lagen derselben sind krummschalig, andere dagegen zeigen ganz den Typus der Kugel- oder Cięzkowicer Sandsteine, sind aber mehr grünlich gefärbt und etwas feinkörniger wie die letzteren. Unter diesen massigen oder grobbankigen Sandsteinen tauchen bei dem an der Strasse gelegenen Wirthshause Menilitschiefer mit concordant südlichem oder südsüdöstlichem Einfallen auf in Form jener hellen kleinblätterigen Schiefer mit schwarzen oder schwarz- und weissgestreiften Hornsteinen und fleckenmergelartigen Lagen von derselben Beschaffenheit, wie am Liwocz und im Brzankazuge. Die Unterlage dieser Menilitschiefer bilden jene weissen, gelblich oder rostbraun verwitternden, feinkörnigen, häufiger mittel- oder grobkörnigen Sandsteine, die mit dem Namen Cięzkowicer Sandsteine belegt wurden. Ich werde mir erlauben, diese Schichtgruppe hier petrographisch näher zu beschreiben, da sie gerade hier gut entwickelt und aufgeschlossen ist.

Die Cięzkowicer Sandsteine erscheinen meist in meterdicken, oft aber auch noch mächtigeren Bänken abgelagert, welche durch dünne schwärzliche Schieferlagen von einander getrennt sind. Diese Schieferlagen nehmen manchmal eine chocoladebraune Färbung an und werden dadurch den Menilitschiefern sehr ähnlich. Wenn derartige Lagen etwas mächtiger werden, sind sie meist auch typischer entwickelt und müssen dann direct als Menilitschiefer angesprochen werden (vergl. die Gegend von Gorlice). Oft erscheinen innerhalb der schwärzlichen Schieferlagen noch schmale Sandstein- oder Sandstreifen. Die Schieferzwischenlagen sind meist mit einer der benachbarten Sandsteinbänke durch Wechsel von schieferigem und sandigem Material innig verbunden, gegen die andere dagegen schneiden sie scharf ab. Die letztere Sandsteinbank zeigt dann an der Grenzfläche gegen die Schieferlage häufig warzen- oder wulstähnliche, meist ziemlich roh modellirte, unförmige Hieroglyphen. Bezeichnend sind für die Schieferlagen eigenthümliche gelbliche und weisse Beschläge.

Die Sandsteinbänke, welche hier über die Schiefer weit vorwiegen, haben stets eine mehr oder minder mürbe Beschaffenheit, weshalb sie oft auf der Oberfläche in Grus oder Sand zerfallen. Trotzdem bilden sie zuweilen Felsen und treten bald in Form runder Buckel aus dem Boden heraus, bald ragen sie in Gestalt einzelner 2—3 Meter hoher, ringsum isolirter Felsen hervor, welche gerundete Flächen aufweisen, oft mit Löchern versehen sind und in Folge der am Boden stärker wirkenden chemischen Zersetzungsvorgänge eine schmälere Basis und ein breiteres freies Ende besitzen und dadurch eine fast pilzförmige Gestalt annehmen. Derartige bezeichnende Felsformen, die das Ergebniss der grossen Mächtigkeit einzelner Bänke bei gleichzeitig leichter Verwitterbarkeit derselben sind, treten bei Cięzkowice auf und konnten auch an mehreren anderen Orten beobachtet werden. [1]) Eine andere Denudations- und Erosionserscheinung ist die Bildung von kugelförmigen Sphäroiden, die unabhängig von der Schichtung aus den Sand- oder Sandsteinbänken herausragen oder ganz aus denselben herausgelöst

[1]) Dieselben Felsformen zeigt der Magurasandstein, beziehungsweise Cięzkowicer Sandstein am Odrzykoń bei Krosno (vergl. Jahrb. 1883, pag. 507).

werden. Es wurde diese Erscheinung, die auch bei manchen miocänen Sandsteinen vorkommt, bereits an anderen Orten beschrieben, so dass ich hier nicht weiter darauf einzugehen brauche. Diese Sandsteine, die an der Zusammensetzung von W.-Galizien einen so hervorragenden Antheil nehmen, enthalten an mehreren Punkten Orbitoiden, Nummuliten und Lithothamnien. Gerade im Ciężkowicer Durchschnitt wurden diese bezeichnenden Fossilien bisher nicht aufgefunden.

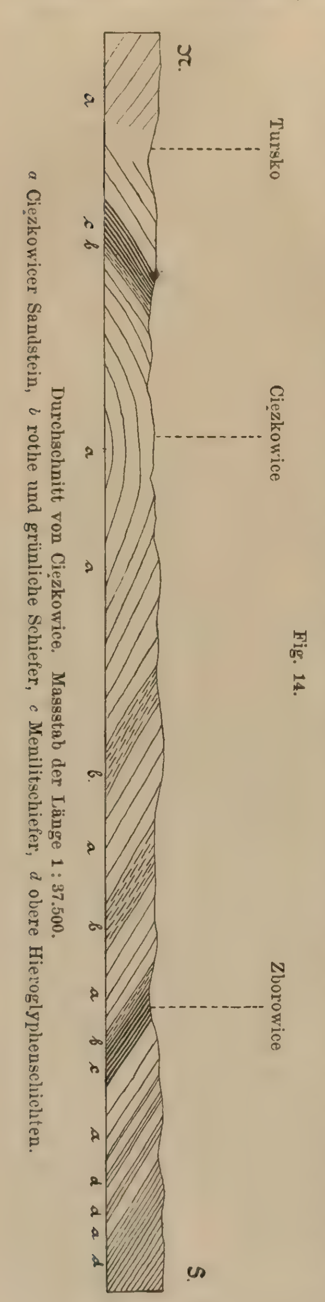


Fig. 14.

Durchschnitt von Ciężkowice. Masstab der Länge 1 : 37.500.

a Ciężkowicer Sandstein, *b* rothe und grünliche Schiefer, *c* Menilitschiefer, *d* obere Hieroglyphenschichten.

Sowie im Brzankazuge und am Liwocz ist auch hier zwischen dem weissen Ciężkowicer Sandstein nördlich vom Menilitschiefer von Zborowice (s. Fig. 14) und dem Sandsteine südlich von demselben, der an die oberen Hieroglyphenschichten angrenzt, ein, wenn auch geringer petrographischer Unterschied wahrzunehmen. Der letztere ist mehr grünlich gefärbt, hat eine grössere Neigung zur krummschaligen Absonderung, ist feinkörniger und verwittert nicht so ausgesprochen rothbraun wie der erstere. Er nähert sich mit einem Worte mehr der Facies der oberen Hieroglyphenschichten, mit denen er ja durch Uebergänge enge verbunden ist. Auf die Ciężkowicer Sandsteine folgt nun knapp nördlich von der Einmündung des Zborowicer Baches in die Biała rother und grünlicher Schiefer, auch schwärzlicher Schiefer, übereinstimmend mit jenem Schiefer, der im Brzankazuge den Menilit begleitet. Der schwärzliche Schiefer enthält hier kieselige, eisenschüssige, hornsteinähnliche Lagen. Dann treten abermals flachsüdlich fallende Ciężkowicer Sandsteine auf, die abermals von rothen und grünlichen Schiefern unterlagert werden. Die letztere Stelle befindet sich da, wo das Gebirge am weitesten nach W. vorspringt, unweit südlich von der Mündung des Kąsniankabaches. Von hier bis Ciężkowice herrschen Ciężkowicer Sandsteine, die in mächtigen Bänken zuerst äusserst flach nach S. fallen, sich immer flacher und flacher legen und gerade unterhalb Ciężkowice horizontal liegen, ja sogar schon eine schwache Neigung nach N. zeigen, die weiter nördlich stärker und deutlicher wird. Die am Gehänge neben der Strasse befindlichen Aufschlüsse lassen dieses Verhältniss ganz klar erkennen.

Wir haben es also hier mit einem ausgesprochenen, äusserst flachen Sattel zu thun, auf dessen Mittellinie das Städtchen Ciężkowice steht.

Der Nordflügel dieser regelmässigen Anticlinale ist nördlich von Ciężkowice und von der Mündung des Ostruszabaches ebenfalls ziemlich gut aufgeschlossen. Das nördliche Einfallen ist hier ein steiles, die Zusammensetzung der Schichten, wie südlich von Ciężkowice. Ein Aufschluss enthielt in den schwarzen Zwischenlagen mehrere faustgrosse exotische Gneissblöcke, die sonst in der Gegend von Ciężkowice selten sind. Gegenüber dem Bahnhofe Bogoniowice - Ciężkowice erscheinen darüber zunächst bläuliche, rothe und grünliche Schiefer, an welche sich eine mächtige Entwicklung von hellen fischeführenden Menilitschiefern mit starken gelben Beschlägen, von dunkelchocoladefarbenen oder bläulichen Schiefern mit weisser Oberfläche, und von gestreiften Hornsteinen anschliesst. Das Einfallen der Menilitschiefer ist ein sehr flach nördliches.

Ueber diesem Menilitschiefer liegt abermals Ciężkowicer Sandstein mit der Neigung nach NO., welcher sich weiter nördlich flacher legt und in Bänken abgelagert ist, deren grosse Mächtigkeit die Beurtheilung der Fallrichtung sehr erschwert. Wie weit sich der Nordflügel der Ciężkowicer Anticlinale erstreckt, lässt sich in Folge der Lückenhaftigkeit und Undeutlichkeit der Aufschlüsse nicht mit voller Schärfe angeben. Nördlich von Tursko konnte wieder die südliche Fallrichtung beobachtet werden. Von hier sind die Ciężkowicer Sandsteine bis in die Nähe der Rzabinamündung bei Gromnik zu verfolgen. Sie sind hier petrographisch typisch, sehr mächtig, oft mit Grusbänken verbunden und führen hier und da auch exotische Blöcke. Leider lässt sich aber die Fallrichtung oft nicht sicher ausnehmen. Im nördlichsten Theile der Ciężkowicer Sandsteine erscheinen nochmals die Begleitgesteine des Menilitschiefers in Form rother Thone und grünlicher Schiefer, unweit südlich von dem kleinen Meierhof, der südlich vom Bahnhof Gromnik gelegen ist, da, wo der das Ostgehänge des Białathales begleitende Wald sein Nordende erreicht. Es wurden hier auch undeutliche Spuren von Schiefern lose aufgefunden, die wahrscheinlich dem Menilitschiefer angehören, so dass hier nochmals eine Menilitschieferzone zu erwarten ist.

Der im Vorstehenden beschriebene Durchschnitt weist wohl Beobachtungslücken auf, ergibt aber doch einige sichere und wichtige Ergebnisse. Der Ciężkowicer Sandstein bildet hier eine äusserst flache Anticlinale, in deren Mitte die Schichten nahezu horizontal liegen. Der Südflügel dieser Anticlinale, welcher besser aufgeschlossen ist als der Nordflügel, besteht aus einer mächtigen Folge von Ciężkowicer Sandsteinen, mit eingeschalteten, bezeichnenden rothen und grünlichen Schiefern, welche in sehr flacher Lagerung eine Zone von Menilitschiefer und mit dieser die oberen Hieroglyphenschichten unterteufen. Die Ciężkowicer Sandsteine sind demnach hier ebenso wie bei Bochnia, wie am Liwocz und im Brzankazuge als das ältere, die oberen Hieroglyphenschichten als das jüngere Alttertiärglied zu betrachten.

Wollte man an der Annahme festhalten, dass die oberen Hieroglyphenschichten auch hier das ältere Glied bilden, so müsste eine Ueberschiebung nach N. angenommen werden. Dieser Annahme steht zwar bei der Häufigkeit dieser Erscheinung in der Flyschzone im Allgemeinen nichts im Wege, sie wird aber hier doch wohl kaum

statthaft sein, da zur Erklärung der thatsächlich beobachteten Lagerung unter dieser Voraussetzung eine Doppelfalte von kaum plausibler Ausdehnung construirt werden müsste. Auch ist diese Annahme mit der raschen Verschmälerung der Sandsteinpartie gegen Osten nicht verträglich, die dagegen durch das Bestehen einer flachen Anticlinale bestens erklärt wird. So drängen denn auch hier die thatsächlichen Verhältnisse zu der Nothwendigkeit der Annahme, dass die Cięzkowicer Sandsteine geologisch älter sind, als die oberen Hieroglyphenschichten. Die Tektonik der nördlichsten Partie des beschriebenen Durchschnittes ist nicht ganz klar. So ist es nicht sicher, ob der nördliche Menilitschiefer gegenüber dem Cięzkowicer Bahnhofe dem südlich von Zborowice entspricht oder nicht. Da nördlich von demselben nochmals concordante Cięzkowicer Sandsteine folgen, ist es wahrscheinlicher, dass er als selbstständige, im Südflügel fehlende Einlagerung zu betrachten sei. Ganz unklar ist die Lagerung der nördlichsten Partie bis zum Rzabinabache. Die Begehung der mehrfachen daselbst befindlichen Schluchten würde wohl die erwünschte Klarheit ergeben, war mir aber in Folge Mangels an Zeit unmöglich.

Fortsetzung des Zuges von Cięzkowice im Białathale über Rozembark bis Biecz im Ropathale.

Die südliche Menilitschieferzone von Zborowice streicht aus dem Białathal in der Richtung nach NO. gegen Ostrusza, sie wurde an der Strasse Cięzkowice-Staszkówka und im Ostruszathale selbst verquert und scheint unweit östlich vom Ostruszathale ihr Ende zu erreichen, ohne sich mit dem nördlicheren Menilitschieferzuge zu vereinigen.

Dieser letztere besitzt eine viel bedeutendere Ausdehnung. Zwar anfangs verschwindet er nach kurzem Verlaufe in der Gegend von Szydlówka, kommt aber dann in einiger Entfernung wieder zum Vorschein, wenigstens ist es sehr wahrscheinlich, dass der Menilitschiefer, welcher auf der Strasse von Rzepienik biskupi nach Cięzkowice gekreuzt wird, die Fortsetzung des ersteren bildet. Von da aus wurde dieser Menilitschiefer als ein fortlaufender Zug bis gegen Biecz hin verfolgt und an mehreren Stellen verquert, so im Turzabache unweit nördlich von der Einmündung des Lągbaches in Sietnica, dann südlich von Rozembark und endlich am Krzemieniec und Dział Krzemienny in Binarowa. In Sietnica scheint sich dieser Zug in zwei durch Cięzkowicer Sandsteine getrennte Züge zu spalten, die zwischen dem Dział Krzemienny und Krzemieniec und dem Ropathale auskeilen.

Wenn auch die Verfolgung dieses Zuges nicht mit derselben Genauigkeit durchgeführt werden konnte, wie im Brzankazuge, so dürften die angestellten Beobachtungen doch hinreichen, um die Continuität desselben annehmen zu können.

Nördlich und südlich von diesem Menilitschieferzuge verlaufen begleitende Zonen von Cięzkowicer Sandsteinen, welche in ungefähr gleichbleibender Breite den Menilitschiefer bis in das Ropathal begleiten. Der Aufbruch des Białathales dagegen erfährt gegen O. zu eine sehr rasche Verschmälerung. In der Gegend von Rzepienik biskupi, Rzepienik suchy und Rozembark erscheint die Facies der Cięzkowicer Sandsteine sehr vielfach innig mit der Facies der Bonarówkaschichten

verbunden, so dass der Aufnahmsgeolog oftmals in Verlegenheit kommt, ob besser die erstere oder die letztere Facies zur Ausscheidung zu bringen sei. Bald erscheinen einzelne massig-mürbe Sandsteinbänke in den schwarzen Schiefern und Thonen der Bonarówkaschichten eingeschlossen, bald schalten sich Packete von schwarzen Schiefern mit kieseligen Sandsteinen mitten zwischen typische Cięzkowicer Sandsteine ein. An einzelnen Stellen treten gerade da, wo die Verbindung der genannten Facies eine sehr enge ist, die bezeichnenden Lithothamnien auf, so südlich von Rzepienik suchy auf dem Wege von diesem Orte nach Sietnica und dem nördlichen Seitenthälchen des Rzepieniker Baches zwischen Rzepienik strzyszewski und Rzepienik biskupi. In dem letztgenannten Thälchen tritt eine Soolquelle aus Ciezkowicer Sandsteinen hervor; auch sind die Sandsteine dieser Gegend durch Einschlüsse von bernsteinähnlichen Erdharzen ausgezeichnet, wie man mir von verschiedener Seite mitgetheilt hat. Das Einfallen der Schichten dieses Zuges ist vorwiegend südlich, in Rozembark wurde im nördlichen Menilitschieferzuge ein vielleicht nur locales nördliches Einfallen beobachtet.

Die Gegend südlich vom Cięzkowice-Bieczer Zuge und westlich von der Biała bis zur Maslona góra und dem Ropa-Flusse zwischen Gorlice und Biecz.

Dieses weite Gebiet wird in höchst einförmiger Weise hauptsächlich aus oberen Hieroglyphenschichten zusammengesetzt. Verfolgt man den Białadurchschnitt von Zimnawódka, südlich von Cięzkowice bis Stróze nördlich von Grybów, so trifft man auf dieser in der Luftlinie circa 10·5 Kilometer messenden Strecke ausschliesslich obere Hieroglyphenschichten mit südlichem Einfallen an, nur an zwei Stellen wurde ein östliches Einfallen nach N. wahrgenommen. Menilitschiefereinlagerungen wurden von mir nur an einer Stelle aufgefunden, und zwar in der Gegend Opacie an der Strasse von Cięzkowice nach Staszkówka unweit südlich von der Grenze der Cięzkowicer Sandsteine. Es treten daselbst die dünnbankigen Kalkschiefer von Jasło in einer Mächtigkeit von circa einem Meter auf und enthalten unbedeutende Fischreste.[1]) Walter, Dunikowski und Paul geben ausserdem einen Menilitschieferzug in Stróżna an. Man kann vermuthen, dass sich Einlagerungen dieser Facies auch an anderen Orten vorfinden, eine erhebliche Rolle spielen sie aber in diesem Gebiete wohl nicht. Dass in der Gegend von Wola luzanska und Szalowa den oberen Hieroglyphenschichten lithothamnienreiche Sandsteine mit Nummuliten und anderen Foraminiferen und kleinen Brachiopoden eingeschaltet sind, wurde bereits an anderer Stelle hervorgehoben.[2])

Im östlichen Theile dieser Gegend treten zu den oberen Hieroglyphenschichten auch Cięzkowicer Sandsteine hinzu. Zwischen den Dörfern Luzna, Staszkówka und Moszczenica treten zwei Berghöhen, der Berg von Wiatrówka und der Berg Pustki-Kamieniec, hervor, welche aus hellen, auf frischem Bruche graubläulichen dickbankigen, ziemlich

[1]) Auf der Karte wurde dieses Vorkommen seiner geringen Mächtigkeit wegen unberücksichtigt gelassen.
[2]) Jahrbuch der geol. Reichsanstalt. 1886, pag. 141.

mürben, fein- und grobkörnigen Sandsteinen bestehen, die namentlich am Westrande des Pustkiberges in grossen Steinbrüchen ausgebeutet werden und nahezu horizontal lagern. Es unterscheiden sich diese Sandsteine dadurch vom echten Cięzkowicer Sandstein, dass sie gleichmässigere, festere Bänke bilden, die bei der Verwitterung nur selten die eigenthümlichen sphäroidalen Kugelformen des Cięzkowicer Sandsteins hervortreten lassen. Die oberen Hieroglyphenschichten an der Basis dieser Sandsteine, die im Brzeziebach zum Vorschein kommen, sind kalkreicher, als dies sonst der Fall ist und haben eine unverkennbare Aehnlichkeit mit den cretacischen Inoceramenschichten. Diese Sandsteinentwicklung des Pustkiberges gewinnt gegen SO. zu bedeutend an Breite, es treten typische Cięzkowicer Sandsteine in Verbindung mit rothen, bläulichen Schiefern auf, die das Gebiet von Mszanka, Glinik maryampolski, Stróżówka und Gorlice zusammensetzen und mit einer Breite von ungefähr 4·5 Kilometer an den Ropafluss herantreten. Die Stadt Gorlice steht auf diesen Sandsteinen, die am Ropagehänge von Gorlice gegen SW. sehr gut mit südlichem Fallen aufgeschlossen sind.

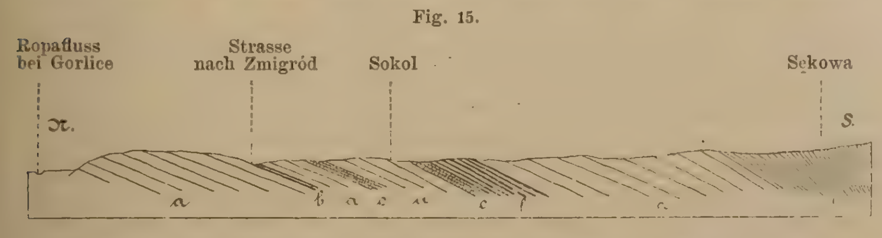
Das Gebiet der Ortschaften Sokol, Kobylanka, Dominikowice, Libusza, Wójtowa, Lipinki, Kryg und Cieklin zwischen dem Ropa- und dem Sękowaflusse und dem Nordrande des Berglandes.

Der nach SO. streichende Sandsteinzug Pustki-Mszanka-Gorlice setzt bei der letztgenannten Stadt über den Ropafluss, setzt sich von der früheren Streichungsrichtung gegen ONO. abschwenkend gegen Kobylanka, Lipinki, Libusza fort und vereinigt sich bei Wojtowa mit dem Cięzkowicer Zuge, der bei Biecz auf das rechte Ufer der Ropa übergeht. Dieses durch reiche Petrolführung ausgezeichnete Gebiet ist durch mehrere Fluss- und Bachläufe gut aufgeschlossen. So zeigt das Steilgehänge der Ropa von Gorlice gegen NO. vorzügliche Aufschlüsse. Bei der Einmündung des Sękowabaches fallen echte Kugelsandsteine nach S. ein, weiter gegen NO. richtet sich das Einfallen der Schwenkung des ganzen Zuges entsprechend immer mehr gegen SO. Neben Kugelsandsteinen treten hier mehr bankige Sandsteine auf, die trotz ihrer ziemlich mürben Beschaffenheit als Bausteine gewonnen werden. Als Zwischenlagen machen sich hier schwärzliche und dunkelbraune Schiefer vom Typus der Bonarówkaschiefer bemerkbar, die durch Führung zahlreicher verschiedenartiger exotischer Blöcke ausgezeichnet sind. Hier wurde unter Anderem ein grauer, anscheinend der Oxfordstufe angehöriger Kalkstein mit *Perisphinctes sp.* aufgefunden. Das exotische Gesteinsmaterial erscheint hier bald in Form vereinzelter grösserer Blöcke im Schiefer, bald liegen kleinere Stücke mehr oder minder dicht beisammen und können selbst geradezu Conglomeratbänke bilden.

Verfolgt man das Sękówkagehänge und die Ufer dieses Baches von der Mündung nach S., so erscheinen zunächst typische Kugelsandsteine mit dunklen sandigen Schieferzwischenlagen (s. Fig. 15). An einer Stelle, da, wo die Strasse nach Żmigród aus dem Thal zum Gehänge ansteigt, nehmen diese Zwischenlagen eine besonders bezeichnende Beschaffenheit an. Sie besitzen eine schwärzliche Färbung, sind von dünnen,

sandigen, gelbverwitternden Schnüren durchzogen und gehen in dünnblättrige, bituminöse chocoladebraun gefärbte Schiefer über, die petrographisch von gewissen Menilitschiefern nicht zu unterscheiden sind. Die Mächtigkeit dieser Zwischenlage beträgt ungefähr 2 Meter und man steht hier vor der im Gebiete der Kugelsandsteine sich öfter wiederholenden Frage, ob derartige Einlagerungen als Menilitschiefer auszuscheiden sind oder nicht. Der geringen Mächtigkeit wegen wurde hier wie an manchen anderen Punkten von besonderer Ausscheidung der Menilitschiefer Abgang genommen. Darauf folgen abermals Kugelsandsteine, sodann rothe, grünliche und bläuliche Schiefer mit dünnen, harten,

Fig. 15.

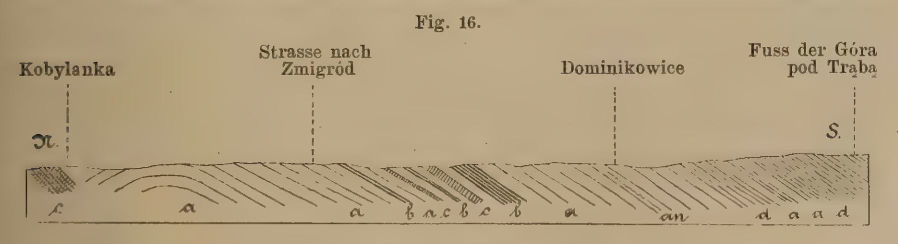


Durchschnitt an der Sękówka zwischen Gorlice und Sękowa. Massstab 1 : 25.000.
a Cięzkowicer Sandstein, *b* Menilitschiefer und menilitschieferartige Zwischenlagen, *c* rothe und grünliche Schiefer, *d* obere Hieroglyphenschichten.

grünlichen Sandsteinlagen und abermals Kugelsandsteine mit regelmässigem, südlichem Einfallen, welche nochmals von grünlichen, röthlichen, dann grünlichen und schwärzlichen Schiefern bedeckt erscheinen. Diese letzteren gehen in echte, ziemlich mächtige Menilitschiefer über, die sowohl am Sękówka-Ufer, wie am Gehänge aufgeschlossen sind. Neben den gewöhnlichen hellchocoladefarbenen Menilitschiefern erscheinen hier auch bläuliche, weiss verwitternde Schiefer, die entfernt an Smilnoschiefer erinnern. Darauf folgen abermals Cięzkowicer Sandsteine, welche nördlich vom Sękower Meierhofe von oberen Hieroglyphenschichten überlagert werden. Diese letzteren fallen ebenfalls nach S. ein, erscheinen aber je weiter nach S. um so steiler gestellt, bis sie im nördlichen Theile von Siary fast senkrecht stehen.

Einen sehr vollständigen Durchschnitt über diese Zone bietet der ungefähr meridional verlaufende Bach von Dominikowice-Kobylanka,

Fig. 16.



Durchschnitt Kobylanka-Dominikowice. Massstab 1 : 25.000.
a Cięzkowicer Sandstein, *an* Cięzkowicer Sandstein mit Nummuliten und Orbitoiden, *b* Menilitschiefer und menilitschieferartige Zwischenlagen, *c* rothe und grünliche Schiefer, *d* obere Hieroglyphenschichten.

welcher bei der letzteren Ortschaft den Thalboden der Ropa erreicht (s. Fig. 16). Das Einfallen der Schichten ist fast ausnahmslos nach S.

oder SSW. gerichtet. Verfolgt man den Bachlauf von der Kobylanker Kirche nach S., so erscheinen die ersten Aufschlüsse in Form rother, seltener grünlicher Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen in einiger Entfernung südlich von der Kirche. Von da an sind die Aufschlüsse lückenlos. Es treten typische hellgrünliche oder weisse mürbe Kugelsandsteine auf, die im Bachbette vorzüglich aufgedeckt sind. Häufig liegen grosse, rundum ausgewitterte Sandsteinsphäroide umher, wie dies für die Cięzkowicer Sandsteine so bezeichnend ist. Das Einfallen ist hier ausnahmsweise nördlich, dann liegen die Schichten horizontal und fallen endlich wieder südwärts. Diese Partie ist ferner reich an exotischen Blöcken von solcher Grösse, wie sie in keiner anderen soweit südlich gelegenen Gegend mehr beobachtet werden konnten. Ueber kopfgrosse Blöcke bis zu ½ Meter Durchmesser wurden in grosser Zahl beobachtet. Südlich von der Zmigróder Strasse ist die Entwicklung der Schichten folgende: Kugelsandstein, menilitschieferähnliche Zwischenlage, Kugelsandstein, rothe und bläuliche Schiefer, Kugelsandstein, menilitschieferähnliche Lage, Kugelsandstein, rother Schiefer, Kugelsandstein, Menilitschiefer, Kugelsandstein in mächtiger Entwicklung, an einer Stelle mit Orbitoiden und Nummuliten, und endlich obere Hieroglyphenschichten, welche in der Nähe der Grenze gegen den Kugelsandstein noch eine Einlagerung dieser Facies zeigen, während nach S. zu plattige Schiefer, Mergelschiefer mit dünnplattigen Sandsteinen, bläuliche Schiefer folgen, die unterhalb der Góra pod Trąbą mit harten, krummschaligen Sandsteinen verbunden sind. Die Menilitschiefer von Dominikowice sind blätterige, braune bis graubraune, stark bituminöse Schiefer, die sehr zahlreiche Fischreste enthalten, darunter auch Reste von grossen Fischen. Die paläontologische Ausbeutung dieser Localität würde gewiss ein reichliches Resultat ergeben. Die Mächtigkeit dieser Menilitschiefer beträgt nur wenige Meter, sie ist geringer wie im Sękówkabache.

Nördlich von der Kirche von Kobylanka herrschen ebenfalls Kugelsandsteine, ihr Einfallen konnte nur an einer Stelle deutlich als ein südliches erkannt werden. Erst beim Schlosse Kobylanka treten die oberen Hieroglyphenschichten auf, welche hier eine dünne Einlagerung von Lithothamnien führendem Kalksandstein enthalten. Das betreffende Vorkommen wurde am linken Bachufer gegenüber dem Schlosse bei der Ziegelei entdeckt. Es scheint, dass man diesen Kalksandstein zum Kalkbrennen verwendet hat. Die Mächtigkeit dieser Einlagerung ist wohl sicher sehr unbedeutend.

Ein ähnliches Bild dieser Gegend erhält man, wenn man den Libuszabach und dessen Nebenbach, die Krygowinka, verfolgt. [1]) Der letztere Bach bietet namentlich schöne Aufschlüsse über die südlich auf die Cięzkowicer Sandsteinzone folgenden oberen Hieroglyphenschichten. Unterhalb der Dubnakowa góra liegen rothe, blaue und

[1]) Ueber die Gegend von Kryg liegt ein beachtenswerther, hauptsächlich die Petrolführung berücksichtigender Aufsatz von Dr. St. Olszewski („Górnik", 1885, Nr. 13, 14 und 15) vor, welcher unter Anderem eine Bestätigung meiner Anschauung über den allgemeinen Bau des ausgedehnten und wichtigen Naphtaterrains von Kryg, Libusza etc. enthält. Das Hauptstreichen ist hier ein ostwestliches, sogar ostnordöstliches und nicht ein fast nordsüdliches, wie H. Walter und E. v. Dunikowski angeben (vergl. Verhandl. 1883, pag. 242).

grüne Schiefer mit dünnplattigen Sandsteinen, welche mit den bunten Schiefern der Gegend weiter südlich grosse Aehnlichkeit haben, dann folgen blaugraue Schiefer mit dünnen Sandsteinbänken, welche bis zur Zmigróder Strasse anhalten. Ungefähr in der Mitte der ganzen Entwicklung schaltet sich eine kleine Partie von Sandsteinen ein, deren Aussehen mit den Kugelsandsteinen Aehnlichkeit hat. Nördlich von der Zmigróder Strasse folgen Kugelsandsteine, die auch eine als Menilitschiefer zu bezeichnende schwache Einlagerung führen. Noch weiter nördlich, gegen den Libuszabach zu, befinden sich jene Naphta-Schächte, auf deren Halden Szajnocha und Walter Orbitoiden auffanden.

Eine ähnliche Beschaffenheit wie in Kryg zeigen die oberen Hieroglyphenschichten in Lipinki. Sie sind dadurch ausgezeichnet, dass sich hier zu den oberen Hieroglyphenschichten an vielen Stellen rothe und blaue Schiefer mit dünnen grünlichen, harten Sandsteinbänken hinzugesellen, also jene Facies, welche weiter im S. die herrschende ist. Gleichzeitig zeigen die blaugrauen Schiefer oft eine intensivere Färbung und die damit verbundenen krummschaligen Sandsteine sind kalkreicher als weiter im N., so dass die oberen Hieroglyphenschichten an der S.-Grenze ihres Verbreitungsgebietes eine etwas geänderte Beschaffenheit annehmen und bald an die Inoceramenschichten, bald an die bunten Schiefer des Berglandes erinnern. Dieselbe Beschaffenheit zeigen die oberen Hieroglyphenschichten auch im Bednarkabache und in Cieklin.

Ungefähr in der Mitte des Dorfes Lipinki folgen auf die oberen Hieroglyphenschichten südöstlich fallende Kugelsandsteine, welche hier in nordöstlicher, ja nordnordöstlicher Richtung gegen Wójtowa und Harklowa ziehen, an vielen Stellen exotische Blöcke enthalten und dieselben menilitschieferartigen, rothen, grünlichen und schwärzlichen Schieferlagen führen, wie in dem vorhin beschriebenen Gebiete. Das nach NNO. gerichtete Streichen kommt hier schon in der Richtung der aus einzelnen gerundeten Kuppen, die für Kugelsandsteingebiete sehr bezeichnend sind, bestehenden Höhenzüge Koryta, Pańska gronta, Tatarówka und Gwirz deutlich zum Ausdruck. Dünne Menilitschieferlagen wurden in Wójtowa und auf dem Wege von Lipinki zu den Oelraffinerien von Libusza eingetragen. In der Gegend von Libusza und Wójtowa besitzen die verschiedengefärbten Schiefereinlagerungen eine mächtige Ausdehnung, in Wójtowa sind die Naphtaschächte und Bohrungen zumeist in diesen Schiefern angeschlagen. In Harklowa dagegen, also jenem östlichsten Theile des beschriebenen Sandsteinzuges, der sich hier mit dem über Biecz nach O. streichenden Ciężkowicer Zuge verbindet, herrschen grünliche Kugelsandsteine vor. Dasselbe scheint in der Gegend zwischen Harklowa und Biecz der Fall zu sein. Exotische Blöcke sind in dem ganzen Gebiete häufig anzutreffen. Während der Begehung dieses Terrains war ich bemüht, die Menilitschiefereinschaltungen möglichst genau zu verfolgen und vermuthete, dass dieselben vielleicht eine zusammenhängende Zone bilden. Dies ist jedoch nicht der Fall, es liessen sich die einzelnen Menilitschieferlagen nur auf kurze Strecken hin verfolgen und ein directer Zusammenhang derselben war nicht erweisbar. Der nördliche Theil dieses Zuges ist weniger gut aufgeschlossen, die Beobachtungen, die

ich anstellen konnte, weisen darauf hin, dass die Kugelsandsteine auch in diesem Theile südliches Einfallen besitzen, wie dies im Profil III, Taf. II zum Ausdruck gebracht wurde.

Das Gebiet zwischen Gorlice und Wójtowa-Lipinki besteht demnach aus einer circa 4 Kilometer breiten Zone von Cięzkowicer und Kugelsandsteinen, die an einzelnen Stellen Orbitoiden und Nummuliten führen, viele exotische Blöcke enthalten und Einlagerungen von bunten und schwärzlichen Schiefern und Menilitschiefern aufweisen. Von NW. herkommend biegt diese Zone bei Gorlice allmälig nach NO. um und verbindet sich bei Wójtowa-Harklowa mit dem Sandsteinzuge Cięzkowice-Biecz. Nachdem berücksichtigenswerthe Gründe dafür sprechen, dass die Sandsteine des letzteren Zuges als geologisch älter zu betrachten sind als die oberen Hieroglyphenschichten, muss folgerichtig auch diese Zone als Aufbruchszone und also geologisch älter angesehen werden, als die nördlich und südlich folgenden oberen Hieroglyphenschichten. Das gleichmässig südliche Einfallen der Schichten dürfte auf Ueberschiebung nach N. zurückzuführen sein.

Aus den oberen Hieroglyphenschichten und bunten Schiefern, welche den Gorlicer Sandsteinzug im S. begrenzen, tauchen noch einzelne Kuppen von Cięzkowicer Sandsteinen auf, welche die südlichsten Vorkommnisse dieser Facies vorstellen und an der Grenze des Hügellandes gegen das Bergland gelegen sind. Es ist dies zunächst der von SSW. nach ONO. streichende Höhenzug der Góra pod Trabą und der Dubnakowa góra, deren Sandsteine zwar die Cięzkowicer Facies nicht vollkommen typisch entwickelt zeigen, aber noch reichlich exotische Gneisse enthalten, die namentlich auf dem Wege von Męcina wielka nach Dominikowice vorgefunden wurden. Die Fortsetzung dieses Zuges bildet die Höhe nördlich von Bednarka und die sich daran anschliessende halbkreisförmig gekrümmte Cieklinka, die ebenfalls exotische Gneisse von derselben petrographischen Beschaffenheit, wie an allen anderen Punkten führt. Die Sandsteine der Cieklinka, die namentlich im Durchbruche des Bednarkabaches gut aufgeschlossen sind, zeigen bald in ausgesprochener Weise den Typus der Cięzkowicer Sandsteine, bald nähern sie sich petrographisch mehr den Magurasandsteinen. Die Lysa góra östlich von Lipinki besteht ebenfalls aus Cięzkowicer Sandsteinen mit exotischen Blöcken.

Die Maslona góra und der Bieśnik und ihre Umgebung zwischen Gorlice und dem Białathale. Sowie die Góra pod trabą die oberen Hieroglyphenschichten von dem bereits dem Berglande angehörigen Aufbruche von Męcina trennt, so schiebt sich auch in der Gegend weiter westlich zwischen den Aufbruch von Ropa und die oberen Hieroglyphenschichten die breite Sandsteinmasse der Maślona góra, der Jelenia góra und des Biesnik ein. Der Zug oberer Hieroglyphenschichten im S. der Gorlicer Sandsteinzone, den wir durch Lipinki Kryg, Dominikowice und Sękowa verfolgt haben, streicht von hier nach Nowawies und Ropica polska im Ropathale. Die Ropagehänge und -Ufer bieten hier gute Aufschlüsse dar. Neben den gewöhnlichen Typen der oberen Hieroglyphenschichten erscheinen hier auch bunte Schiefer und einzelne grobkörnige graue, mürbe Sandsteinbänke. Die krummschaligen Sandsteine sind meist kalkreicher als dies gewöhnlich

der Fall ist und bieten zuweilen fast das Aussehen der Inoceramenschichten dar. Diese so beschaffenen Schichten setzen das Gebiet des Brzyskabaches zusammen und streichen von da nach NW. gegen Wola lužanska. Auch die im Thale von Bystra auftretenden krummschaligen Sandsteine, die ebenfalls den Inoceramenschichten sehr ähnlich sehen, dürften hierher gehören, sie sind durch den Sandsteinzug der Taborówka von den Schichten des Brzyskabaches theilweise getrennt. Von Wola lužanska ziehen die oberen Hieroglyphenschichten, ebenfalls in Verbindung mit spärlichen bunten Schiefern gegen Szalowa, Polna und Strože wyznie, eine südwestliche Richtung einhaltend. Südlich von diesen eben beschriebenen oberen Hieroglyphenschichten erscheint die breite Sandsteinmasse der Maslona góra und des Biesnik. Diese letztere besteht eigentlich aus zwei parallelen Zonen, von denen die südlichere die Kamionka, Jelenia góra, Maslona góra und Czarny las umfasst, während die nördlichere aus dem Biesnik besteht, der nur eine Fortsetzung der Taborówka bildet. Beide Züge sind durch eine Einsattelung getrennt, die nicht, wie man vermuthen sollte, aus Hieroglyphenschichten, sondern aus grobbankigen Sandsteinen besteht.

Die Masse der Maślona góra besteht aus grauen oder schmutziggrünlichen, grobbankigen bis massigen Sandsteinen mit meist dunklen, selbst schwarzen Schieferzwischenlagen. Die letzteren, sowie die mehr mürbe Beschaffenheit der Sandsteine nähert letztere mehr an die Cięzkowicer, wie an die Magurasandsteine, obwohl typische Cięzkowicer Sandsteine im eigentlichen Höhenzug der Maślona góra fehlen. Dieselbe Beschaffenheit zeigen die Sandsteine des Biesnik, nur herrschen hier dickplattige, grünliche Sandsteine vor, die hie und da im Complexe der Cięzkowicer Sandsteine wohl auch vorkommen können. Die Lagerung dieser Sandsteine ist schwierig zu erkennen. Auf der Höhe befinden sich mehrere grosse Steinbrüche, in denen die Schichten nahezu horizontal liegen. Auf dem Sattel zwischen Biesnik und Maślona góra fallen die Schichten auf der Seite gegen das Dorf Biesnik gegen NW., auf der Seite gegen Bystra nach SO., sie bilden also eine Anticlinale.

Steigt man von der Maślona góra durch das Słópnothal in's Białathal hinab, so bemerkt man, wie die grobbankigen Sandsteine allmälig in echte Kugel- oder Cięzkowicer Sandsteine übergehen. Im Słópnothale sind die letzteren vortrefflich aufgeschlossen und fallen theils nach N., theils nach SSW. ein. Auch gegenüber dem Schlosse von Biała niznia am Ufer des Gródeker Baches sind diese Sandsteine sichtbar. Ihr Streichen verläuft direct in die Sandsteine der Maślona góra. Da nun auch auf der S.-Seite dieses Bergzuges, gegen Gródek zu, grobbankige Sandsteine mit schwarzen Schiefern wechseln und hie und da selbst Kugelsandsteine sichtbar werden und eine Grenze zwischen den Kugelsandsteinen von Słópno und den Sandsteinen der Maślona góra nicht gut gezogen werden kann, da sie quer auf das Streichen gerichtet sein müsste, entschloss ich mich, auch die Sandsteine der Maślona góra als Cięzkowicer Sandstein auszuscheiden, doch darf nicht verhehlt werden, dass mancherlei petrographische Analogien zu den Magurasandsteinen des Berglandes vorhanden sind, wie denn auch die Höhe dieser Berggruppe bedeutender ist, als dies sonst im Gebiete der Cięzkowicer Sandsteine der Fall zu sein pflegt. Es wird die Aufgabe

eingehenderer Untersuchungen sein, als sie mir möglich waren, das Verhältniss der Maślona góra-Sandsteine zu den Kugelsandsteinen von Słópno festzustellen.

Das Gebiet zwischen der Neocomzone Iwkowa-Wola stróżka-Brzozowa im N. und dem N.-Fusse des Berglandes im S.

Nur ein kleiner Theil dieses grossen Gebietes fällt in mein eigentliches Aufnahmsterrain, und zwar die Gegend südlich von Wola stróżka und Iwkowa, so weit sie auf dem Kartenblatte Bochnia-Czchów enthalten ist. Ich kann daher über dieses Gebiet nur spärliche Beobachtungen mittheilen.

Die alttertiären Schiefer, welche die Neocomaufbrüche von Rzegocina und Rajbrot umgeben, wenden sich vom letzteren Orte über Wojakowa, Druszków pusty nach SW. gegen Kąty, Michalczowa und Biała. Gute Aufschlüsse wurden in dieser ziemlich schlecht aufgedeckten Gegend in einem Graben von Druszków pusty beobachtet, welcher gegenüber dem Meierhofe Słomiana mündet. In Michalczowa und Biala schalten sich den oberen Hieroglyphenschichten foraminiferenführende Lithothamnienkalksandsteine ein.

Unweit südlich von dem auf der Höhe stehenden Michalczower Meierhofe ist eine Reihe kleiner Steinbrüche angelegt, in welchen eine nur wenig mächtige Lithothamniensandsteinlage abgebaut wird. Das Streichen ist ein ostwestliches, das Einfallen nördlich, die Einlagerung zwischen oberen Hieroglyphenschichten sehr deutlich. Weitere Steinbrüche sind nordwestlich vom Meierhofe Biała angelegt; die daselbst auftretenden Lithothamnienkalksandsteine scheinen die directe Fortsetzung der von Michalczowa zu bilden. Sie sind viel feinkörniger und enthalten nur sehr selten grössere Foraminiferen. Hie und da sieht man den Lithothamnienkalksandstein in einen feinkörnigen grünlichen Sandstein übergehen, in dem man die kalkigen, organischen Theilchen mit freiem Auge nicht mehr unterscheiden kann. Nördlich vom Meierhofe Michalczowa wurden ebenfalls Lithothamnienkalksandsteine mit Nummuliten etc. aufgefunden, daneben erscheinen rothe und grünliche Thone mit grünlichen harten, zerklüfteten dünnbankigen Sandsteinen, also dieselbe Andeutung der südlichen Facies der bunten Schiefer, die man in dem ganzen Zuge an der Grenze gegen das Bergland wahrnehmen kann. Das Einfallen nördlich vom Meierhofe scheint nach S. gerichtet zu sein, die Lagerungsverhältnisse sind aber daselbst nicht so klar, wie an der zuerst beschriebenen Stelle.

Von Michalczowa streichen die oberen Hieroglyphenschichten verbunden mit bunten Schiefern gegen Jakóbkowice, Znamirowice, Zbyszyce und gewinnen hier sehr rasch eine bedeutende Breite. Bei Jakóbkowice und Michalczowa ungefähr 2·7—3 Kilometer breit, besitzt diese Zone ungefähr eine Meile östlich davon bereits eine Breite von 8 Kilometer und wird gegen das Białathal zu, zwischen Zimnawódka, Bobowa und Stróże wyżnie, noch etwas breiter.

Gerade in dieser Gegend, die nicht in mein eigentliches Aufnahmsgebiet fällt, konnte ich nur wenige gelegentliche Beobachtungen im Jelnathale, in der Gegend von Siedlce, Trzycierz und in der

nächsten Umgebung des Bialathales machen, doch glaube ich, dass dieselben hinreichen, um die Verbindung der breiten Zone der oberen Hieroglyphenschichten zwischen Zimnawódka, Bobowa und Stróże mit den oberen Hieroglyphenschichten im Dunajecthale bei Zbyszyce und Sienna annehmen zu können. Eine sehr schmale Menilitschieferlage wurde nordwestlich von Mogilno, auf dem schmalen Sattel zwischen dem Thälchen von Koniuszowa und dem ostwestlichen nach Swięgocin herabziehenden Seitenthälchen vorgefunden. Der südlichste schmale Streifen dieser Zone lässt ausser oberen Hieroglyphenschichten stets die Facies der bunten Schiefer mehr oder minder stark entwickelt erkennen. (Beobachtungspunkte: Zbyszyce, Dąbrowa, Klimkówka, Librantowa, Koniuszowa, Starawies, Strzylawka.)

Im südöstlichsten Theile dieses Gebietes treten Cięzkowicer und Kugelsandsteine auf, welche die directe Fortsetzung der Kugelsandsteine des Słopnothales und von Berdychów bilden. Eine isolirte kleine Partie davon liegt gegenüber von Bajorki am linken Białaufer, eine grössere Partie nimmt das Terrain von Chodorowa, Wojnarowa und Swięgocin ein. Nach Walter, Dunikowski und Paul ist dieselbe in Swięgocin mit Menilitschiefer verbunden. Es wäre wohl möglich, dass auch in der Gegend von Lipnicza und Lipniczka die Facies der Kugelsandsteine auftritt. Nördlich von diesem Gebiete der oberen Hieroglyphenschichten, herrschen, wie schon oben erwähnt wurde, bis an den Neocomzug von Woła strózka und Brzozowa massig-mürbe Sandsteine, die nur an wenigen Stellen durch die Bonarowkafacies ersetzt werden. Da, wo sie auf dem Neocom aufliegen, können sie wohl als mittelcretacisch betrachtet werden. Die Menilitschieferzüge, die auf dem O.-Ufer der Biała bei Cięzkowice unterschieden wurden, überschreiten wohl das westliche Gehänge dieses Flussthales, scheinen sich aber bald auszukeilen.

C. Das Bergland bis zur südlichen Klippenzone. [1]

Die Umgebung von Limanowa. Das tiefste Glied der Schichtfolge in diesem Gebiete, wie im ganzen Bergland sind die Inoceramenschichten von Ropa (Ropiankaschichten). Darauf folgen rothe, grünliche und bläuliche Schiefer mit dünnen Sandsteinbänken, mit eigenthümlichen Menilitschiefern und einigen später zu beschreibenden Faciesbildungen und das oberste Glied bilden Magurasandsteine. Die Inoceramen-

[1]) Ueber einen Theil des Berglandes liegt die bekannte Arbeit von H. Walter und E. v. Dunikowski: „Das Petroleumgebiet der galiz. Westkarpathen“ vor, in welcher Angaben gemacht werden, die an überaus zahlreichen Stellen mit meinen Beobachtungen in directem Widerspruch stehen. Nachdem ich bereits einmal Gelegenheit gehabt habe (Verhandl. 1883, pag. 239—244), die wichtigsten Punkte auf der Strecke von Męcina wielka bis Grybów hervorzuheben, wo Differenzen bestehen, glaube ich, um den Text nicht überflüssiger Weise auszudehnen, mich mit einem Hinweise darauf begnügen zu können und werde in der Detailbeschreibung keine Rücksicht darauf nehmen. Nur für die Gegend weiter westlich bis Limanowa, über welche in dem citirten Referat nicht gehandelt wurde, werden einige Bemerkungen nothwendig sein, welche an den betreffenden Stellen im Texte eingeschaltet erscheinen werden und auch nur die wichtigsten Abweichungen betreffen. So wie für die Gegend von Kryg, Libusza etc. der erste Geologe, der nach mir in dem genannten Gebiete gearbeitet hat, meine Beobachtungen bestätigt fand, so hoffe ich, wird es auch für die übrigen Gebiete der Fall sein.

schichten, die weiter östlich eine hervorragende Rolle spielen, treten hier nur in wenigen Aufbrüchen von beschränkter Ausdehnung zu Tage.

Das Städtchen Limanowa liegt unweit südlich von der grossen, fast ausschliesslich aus Magurasandstein zusammengesetzten Berggruppe, welche sich südlich vom Neocomaufbruch von Rzegocina erhebt. Diese Berggruppe wird vom Lososinabache in ungefähr longitudinaler Richtung durchzogen und zeigt ein deutlich ausgesprochenes Streichen von SSO. nach WNW. Am Südfusse derselben erscheinen als Unterlage der Magurasandsteine die bunten Schiefer, welche durch die Ortschaften Tymbark, Limanowa, Mordarka, Sarysz, Pisarzowa, Męcina, Klodne bis gegen Chomranice und Kleczany hin verlaufen. Ihre Zusammensetzung lässt sich in den verschiedenen Wasserrissen der genannten Ortschaften und in den Einschnitten der Strecke Limanowa-Pisarzowa der galizischen Transversalbahn sehr gut studiren. Das bezeichnendste Gestein bilden wohlgeschichtete rothe Schiefer, die in Wechsellagerung mit grünlichen und bläulichen Schiefern und mit dünnen, plattigen, grünlichen Sandsteinbänken stehen. Die letzteren sind bald kieselig, hart, flaschengrün gefärbt und zuweilen grobkörnig bis conglomeratisch [1]), bald mehr grau bis grünlichgrau, ziemlich kalkreich und auf der Oberfläche mit vielen Hieroglyphen versehen. Von den Sandsteinen der oberen Hieroglyphenschichten unterscheiden sich die Sandsteine der bunten Schiefer durch ihre stets grössere Härte, ihre grünlichere Färbung, die geringere Neigung zur krummschaligen Textur und namentlich dadurch, dass sie bei der Verwitterung stets in kleine cubische oder prismatische Stücke zerfallen. Für das Gesammtaussehen der ganzen Schichtgruppe ist der regelmässige Wechsel der verschiedenfärbigen wohlgeschichteten Schiefer und Sandsteine und die sich oft auf weite Strecken hin gleichbleibende und geringe Mächtigkeit der einzelnen Schichten, welche gewöhnlich zwischen 2 und 4 Centimeter schwankt, sehr bezeichnend. Die Aufschlüsse erhalten in Folge dessen ein eigenthümlich gestreiftes Aussehen. Abweichungen von der typischen Beschaffenheit dieser bei Limanowa stark entwickelten Schichtgruppe treten dadurch ein, dass sich stellenweise einzelne Lagen von grobbankigen, ziemlich mürben Sandsteinen einschalten oder dadurch, dass die rothe Färbung verschwindet und nur grünliche oder bläuliche Schiefer ausgebildet sind, zu denen sich oft auch kalkreiche, ziemlich krummschalige Sandsteine gesellen. Im letzteren Falle werden diese Schichten den Inoceramenschichten sehr ähnlich und man schwankt dann, wenn keine Fossilien vorliegen, an einzelnen Stellen, ob Kreide oder Alttertiär auszuscheiden sei.

In der Gegend von Limanowa machen sich bereits die ersten Spuren jener Facies der bunten Schiefer geltend, welche in dem weiter östlich gelegenen Theile des Berglandes erst viel weiter südlich auftritt und mit den Beloveszaschichten von C. M. Paul identisch ist. Die Beloveszaschichten haben mit den bunten Schiefern das gemeinsam, dass auch sie aus wohlgeschichteten, dünnbankigen, regelmässig wechsellagernden Schiefern und Sandsteinen bestehen, bei denen die Mächtigkeit der einzelnen Bänkchen ebenfalls zwischen 2 und 5 Centimeter

[1]) Diese Abänderung ist es, welche H. Walter und Dunikowski Nummulitensandstein nennen, auch wenn derselbe keine Nummuliten enthält.

schwankt. Auch die Aufschlüsse der Beloveszaschichten haben ein gestreiftes Aussehen. Die Schiefer sind stets grünlich oder bläulich oder gelblich gefärbt und etwas fester, als die bunten Schiefer und die Sandsteine sind etwas kalkreicher und zeigen eine schmutziggraue oder grünliche Farbe. Auch sie sind mit vielen Hieroglyphen versehen und zerfallen bei der Verwitterung in prismatische, gelblich-bräunlich, selbst röthlich gefärbte Stücke. Die Schiefer zerfallen verwitternd in gelbliche, muschelig brechende, niemals deutlich blätterige Stückchen.

Derartige Beloveszaschichten sind in Limanowa selbst, und zwar am linken Ufer des Baches nördlich von der Einmündung des Jablonicebaches und südlich von der Einmündung der Mordarka sehr gut aufgeschlossen.

Nördlich von Limanowa wiegen indessen die bunten Schiefer weit vor. Sie fallen im Allgemeinen nach N. ein, nur sind häufig untergeordnete Faltungen vorhanden. Darüber lagert sich in einiger Entfernung eine Zone von Magurasandsteinen, welche aus den Bergen Wielka góra (nördlich von Pisarzówa), Brzostów und Lysa góra zusammengesetzt ist und eine regelmässige von OSO. nach WNW. streichende Mulde bildet (s. Tafel II, Profil I). Am Südfusse dieser Zone fallen die massigen Sandsteine, die durch zwei kleine Querthäler (Międzi brzegi und Pisarzówka) und durch mehrere Steinbrüche gut aufgeschlossen sind, regelmässig flach nach N. bis NNO. ein, am Nordrande derselben nach S. Auf der Höhe dieses Berggürtels liegen die Schichten nahezu horizontal, wie man dies sehr gut auf der steil aufragenden Lysa góra bemerken kann. Von der breiten Hauptmasse der Magurasandsteine erscheint diese randliche Zone durch einen schmalen Aufbruchstreifen von bunten Schiefern getrennt, welcher durch den oberen Theil der Dörfer Sorczyn, Pisarzowa und Jaworze dem Hauptstreichen parallel verläuft und sich schon im Terrain durch eine schmale Längseinsenkung kenntlich macht. Nördlich von diesem Aufbruch folgt die Hauptmasse des Magurasandsteines, welcher sich hier ebenfalls mit regelmässig nördlich fallenden Schichten auf die bunten Schiefer auflagert. Die zweite Aufbruchszone der bunten Schiefer verbindet sich im O. bei Jaworze mit dem Hauptaufbruche Limanowa-Męcina, da sich der Sandsteinzug der Lysa góra hier auskeilt und weiter östlich nur durch ein kleines Denudationsrelict bei Klodne markirt ist. Gegen W. streicht die genannte Zone durch die Gegend Skrudlak einestheils nach Lososina górna und zieht am Nordabhange der Koszarzyska góra nach Tymbark, anderntheils verbindet sie sich mit dem Hauptaufbruche von Limanowa, da sich die Mulde der Lysa góra auch gegen W. auskeilt, doch haben wir ohne Zweifel die Sandsteinkuppen Kamionna und Sowliny östlich, die Kuppe Sucha Sowlina und den Rücken Kosarzyska góra westlich vom Sowlinabach als Fortsetzung der Lysa góra zu betrachten. Die Kosarzyska bildet jedoch keine regelmässige Mulde, sondern eine gleichmässig nach S. fallende Masse, es scheint hier der Südflügel der Mulde durch tektonische Vorgänge unterdrückt.

Nördlich von der zweiten schmalen Aufbruchszone von Łososina górna-Sorczyn folgt bis zum Neocomaufbruche von Rzegocina-Rajbrot eine mächtige Entwicklung von Magurasandstein, welcher ein fast 10 Kilometer breites und mehr als zweimal so langes Gebirge fast aus-

schliesslich zusammensetzt. Dieses Gebirge zeigt zwei durch die Lososina getrennte Hauptkämme, von denen der nördliche mit den Kuppen Wierzchowina, Kamien, Kobyla, Opuszcza, Kamniona góra (805 Meter) einen schwach bogenförmigen Verlauf besitzt, während der südliche aus den Kuppen Chełm, Babia góra, Jaworz (921 Meter), Sałasz, Ostra, Dzielec zusammengesetzt ist und eine fast lineare Richtung von OSO. nach WNW. aufweist. Im O. endet diese Magurasandsteinmasse zwischen Chomranice, Tęgoborze und Jakubkowice, an den daselbst auftretenden alttertiären Schiefern, im W. keilt sich der nördliche Hauptkamm bei Rybie aus, während der südliche bedeutend verschmälert auf das Gebiet des Kartenblattes Rabka-Tymbark übergeht.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Magurasandsteine weicht von den gewöhnlichen Verhältnissen nicht wesentlich ab. Zuweilen sind die Sandsteine etwas mürber wie sonst, und die Schieferzwischenlagen sind da und dort dunkelgefärbt, wie z. B. im Zalupathale. [1])

In dieser breiten Sandsteinmasse wurden mir nur zwei schmale Aufbrüche von bunten Schiefern bekannt. Sie verqueren beide den Rozdielebach, der erstere kleinere liegt nördlich vom Gasthause pod Jablonicem, der zweite liegt in Rozdiele górne. Der letztere keilt sich gegen W. aus, noch bevor er die Höhe mit der Landesstrasse erreicht, dürfte aber gegen O. nach der Beschaffenheit des Terrains eine grössere Ausdehnung haben, als auf der Karte angegeben wurde.

Am Westende dieser Magurasandsteinmasse greift eine ziemlich breite Schieferzone vom Rybieer Sattel aus in den Magurasandstein zungenförmig ein, welche über die Siedelungen Rupniów, Pasierbiec, Młynne, Makowica verläuft und bei der letztgenannten Ortschaft auskeilt. Diese Schieferzone hat eine sehr mannigfaltige Zusammensetzung. Neben bläulichen Thonen und krummschaligen Sandsteinen mit ziemlich reichlichen Petroleumspuren (im Pasierbiecer Bache) erscheinen spärliche rothe Thone und bunte Schiefer mit grünlichen Sandsteinen und groben Conglomeraten mit Nummuliten, ferner gelbliche und bläuliche, ziemlich harte Schiefer mit dickbankigen Sandsteinbänken, von denen einzelne gleichfalls Nummuliten führen. Diese Schichten, die ihres Nummulitenreichthums und ihrer mannigfaltigen Entwicklung wegen zum Detailstudium sehr zu empfehlen wären, fallen vorwiegend nach S. ein, nur unterhalb der Kamionna und Pasierbiecka góra fallen die daselbst entwickelten rothen Schiefer und groben Conglomerate ziemlich steil nördlich.

Die Tektonik der Magurasandsteinmasse ist eine einförmige. Mit Ausnahme localer Störungen fallen die Schichten fast allenthalben nach S. ein, nur am Südrande des südlichen Hauptkammes wird ein regelmässiges Nord-Fallen beobachtet. Am besten kann man dies am

[1]) H. Walter und E. v. Dunikowski betrachten diese ziemlich mächtigen schwarzen Zwischenmittel als Menilitschiefer und erblicken darin die zweifellose Fortsetzung des Menilitschiefers von Pisarzowa (l. c. pag. 71). Auf diese Weise ergibt sich ein Menilitschieferzug, welcher zwei fast ostwestlich streichende, schon landschaftlich unverkennbar hervortretende Zonen von Magurasandsteinen und zwei Zonen von bunten Schiefern diagonal durchschneiden müsste. Die wahre Fortsetzung des Menilitschiefers von Pisarzowa ist in westlicher Richtung gegen den Zbyrek und die Stadt Limanowa zu suchen, wo der Menilitschiefer in der Stadt selbst aufgeschlossen ist. (Vergl. weiter unten.)

Westende des Zuges im Durchbruch der Łososina zwischen Koszary und Kisielówka beobachten. Die Schichten des bald massigen, bald mit ziemlich reichlichen Schieferzwischenlagen versehenen Magurasandsteines fallen am Südrande deutlich nach N., am Nordrande nach S. In der westlichsten Partie des ganzen Zuges zeigen die Magurasandsteine nördlich von der Łososina (in der Gegend Pancakówka, Bałasówka, Góra walowa) eine stark schieferige Zusammensetzung. Die schieferigen Zwischenlagen, welche sich hier zwischen die ungefähr $^1/_4$—1 Meter mächtigen Bänke von Magurasandstein einschalten, sind hellgelblich und bläulich und haben eine gewisse Aehnlichkeit mit den Schiefern der Beloweszaschichten. An der Pancakówka keilt sich der Magurasandstein aus, zu beiden Seiten der Strasse aus dem Łososinathale nach Rupniów-Rybie sind bereits die mannigfaltigen Schiefer mit Nummuliten von Pasierbiec entwickelt, nur im südlichsten an die Łososina angrenzenden Theile liegt zwischen der genannten Strasse und dem Bache Beinarka noch eine kleine Partie südlich fallenden Magurasandsteins.

Aus den mitgetheilten Beobachtungen ergibt sich demnach, dass hier ebenso wie im Hügellande bei Bochnia die Ueberschiebung nach N. nicht mehr die die Tektonik vorwiegend beherrschende Erscheinung bildet. Der nördliche Theil des beschriebenen Magurasandsteingebirges zeigt wohl eine mächtige Folge von gleichmässig nach S. fallenden Schichten, im südlichen aber sind zwei regelmässige Mulden vorhanden, von denen die eine sogar ziemlich flach gelagert ist.

Das Gebiet westlich und südlich von Limanowa bis an den Bergzug des Cichon und der Ostra góra ist zum grössten Theile aus bunten Schiefern mit Andeutungen von Beloweszaschichten zusammengesetzt, unter denen nur an drei Stellen krummschalige Kalksandsteinschiefer beobachtet wurden, die wegen ihrer Lagerung und ihrer petrographischen Uebereinstimmung mit den Inoceramenschichten von Ropa als solche aufgefasst wurden, wenn auch Inoceramen hier nicht aufgefunden werden konnten. Derartige Schichten wurden in Slopnice an der Mündung des Rzeka- und des Gąbiecbaches und im oberen Theile des Sucha-Sowlinabaches und im oberen und mittleren Theile des Jabloniec ausgeschieden.

Ueber die bunten Schiefer, welche in den meisten Thalrissen und auch auf den Bergrücken und Gehängen gut aufgeschlossen sind, und abgesehen von untergeordneten Faltungen zumeist flach südliches Einfallen zeigen, breiten sich einige isolirte Inseln von Magurasandstein aus, die zu einem von OSO. nach WNW. streichenden Zuge zusammentreten; es sind dies von W. nach O. die zwei kleine Kuppen östlich vom Slopnice und nördlich vom Gąbiecbache, die Gomarowa, der Golców, die Lysa góra[1]), der Kuklacz. Auch die Anhöhe des Meierhofes Lesniówka, sowie eine kleine Partie in Zródlówka bei Limanowa sind aus Magurasandstein zusammengesetzt.

Eine sehr bemerkenswerthe Facies tritt östlich von Limanowa auf. Schon beim Postgebäude von Limanowa sind schwärzliche feinblätterige Schiefer mit einer 2 Meter mächtigen kieseligen Sandsteinlage aufgeschlossen, die sich auf den ersten Blick als die in Ropa und Grybow verbreitete Menilitschieferabart zu erkennen geben. Deutliche

---

[1]) Nicht zu verwechseln mit der Lysa góra nördlich von Limanowa.

Aufschlüsse über die vielfach gewundenen Schiefer dieses so bezeichnenden Gebildes bietet der untere Theil des Jabloniec. Auf den Menilitschiefer folgen hier fast direct die Ropaschichten in derselben Ausbildung wie in Siary. Der unaufgeschlossene Abstand beträgt hier ungefähr 8 Meter. Von Limanowa und dem Jablonieсthale streichen die Menilitschichten nach OSO. über Pisarzowa-Męcina bis gegen Klęczany und Marcinkowice, wo man sie allenthalben in allen Wasserrissen verfolgen kann. Parallel mit dieser Menilitschieferzone streicht ein schmaler Gürtel eigenthümlicher Gesteine, die sonst nirgends beobachtet werden konnten. Sie setzen den schmalen Bergrücken Jabloniec-Kanina-Litacz zusammen und können nach der Localität Kanina als Kaninaschichten bezeichnet werden.

Es bestehen diese Schichten aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen, harten, kieseligen, von einzelnen Spathadern durchzogenen Sandsteinen, die bis zu 1 Meter Mächtigkeit annehmen können, mit dünnen Sandsteinschiefern und dunkelgrünlichen oder bräunlichgrauen gelblich verwitternden Schiefern, die sich durch ihre gleichmässig dichte Zusammensetzung und ihren sammt- oder seidenartigen Glanz auszeichnen und bei der Verwitterung in feine, dünne Blättchen zerfallen. Diese Schiefer haben eine gewisse Aehnlichkeit mit den Schiefern der Beloweszaschichten, die letzteren zerfallen jedoch stets in cubische oder griffelige Stückchen, niemals in feine Blättchen, wie die Kaninaschiefer. Die dünneren Sandsteinlagen der Kaninaschichten sind häufig sehr glimmerreich, fein- oder grobkörnig, glasig und auf der Oberfläche mit zahlreichen Hieroglyphen versehen. Manche Stücke gleichen vollständig den nummulitenführenden Sandsteinen, es gelang mir jedoch nicht, darin Nummuliten aufzufinden. Die Kaninaschichten sind in den zahlreichen, gegen den Smolnikbach herabziehenden Wasserrissen, sowie in mehreren Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Man bricht die Sandsteine der Kaninaschichten zum Zwecke der Strassenbeschotterung namentlich beim Wirthshause Raszówka in Siekierczyna und am Litaczberge. In einzelnen Partien herrschen die Sandsteine stark vor, diese treten dann im Terrain als kleine Kuppen scharf hervor.

Gegen S. grenzen die Kaninaschichten an die bunten Schiefer welche bei der Kirche von Kanina zu sehen sind und in Wisokie auf der Höhe des Bergrückens, zu beiden Seiten der Strasse nach Sandec auftreten, so dass daselbst die Kaninaschichten auf das nördliche Gehänge dieses Bergrückens beschränkt erscheinen. Im Norden dagegen gehen die Kaninaschichten in Menilitschiefer über. Die petrographischen Uebergänge zu den schwärzlichbraunen, ebenfalls Sandsteine enthaltenden Menilitschiefern scheinen mir so ausgesprochen zu sein, dass ich die Schichten von Kanina, welche bereits von Paul und Tietze beobachtet wurden [1]), als alttertiäre, mit den Menilitschiefern von Grybów nahe verwandte Facies betrachten möchte.

Die Kaninaschichten fallen wie die Menilitschiefer der Hauptsache nach gegen S.—SSW. ein, zeigen jedoch ebenso zahlreiche untergeordnete Faltungen, wie diese. Ausser am Kaninarücken selbst kommen die Kaninaschichten noch in der kleinen, von Menilitschiefer umgebenen

---

[1]) Studien, pag. 48.

Kuppe Zbyrek westlich von Pisarzowa vor, und auch der schmale, schlecht aufgeschlossene Höhenzug mit dem Meierhofe westlich von Limanowa scheint aus diesen Schichten zusammengesetzt.

Die Gegend von Klęczany bei Neu-Sandec.[1])

Schwieriger als in der Umgebung von Limanowa sind die geologischen Verhältnisse in dem östlich angrenzenden Gebiete von Klęczany, welches durch seine Petrolführung seit langer Zeit bekannt ist. Der dem Hauptstreichen ungefähr parallele Smolnikbach theilt das Gebirge bei Klęczany in eine nördliche und eine südliche Hälfte. In der ersteren erhebt sich auf einer ungefähr quadratischen Basis aufgebaut der Berg von Rozdziele, welcher vom obbeschriebenen Chełm-Salasz-Ostrazuge durch die tiefe Einsattelung von Chomranice-Zawadka getrennt ist. An der Basis des Rozdzieler Berges treten schwarzbraune Menilitschiefer hervor, die in geringen Mengen ein dunkles, schweres Rohöl enthalten. Darüber erhebt sich eine mächtige, ziemlich flach lagernde Folge von massigen oder grobbankigen, grünlichgrauen Sandsteinen, welche in ihren untersten Partien Zwischenlagen zeigen, die petrographisch vom Menilitschiefer nicht verschieden sind. In diesen Sandsteinen, die man danach als Magurasandsteine ansprechen muss, wurden in den Steinbrüchen an der SW.-Seite des Rozdzieler Berges punktirte Nummuliten aufgefunden, die an und für sich für eocänes und nicht oligocänes Alter sprechen würden. Da dieselben in einer conglomeratischen Lage eingeschlossen waren, ist kaum zu zweifeln, dass sie sich hier auf secundärer Lagerstätte befinden. Die petrographische Beschaffenheit dieser Magurasandsteine weicht von den gewöhnlichen auf den bunten Schiefern aufruhenden, abgesehen von den Menilitschieferzwischenlagen auch insoferne ab, als die ersteren etwas kalkreicher und mürber sind als die letzteren. Der Kalkreichthum derselben zeigt sich auch in den zahlreichen, ziemlich starken Quellen, die hier ungefähr an der Grenze zwischen Schiefer und Sandstein zu Tage treten und schwache Kalktuffabsätze veranlassen.

Die Menilitschiefer ziehen von der O.-Spitze des Rozdzieler Berges um diesen herum gegen W. und N. Auf dem Sattel Chomranice-Zawadka scheinen sie auf einer kurzen Strecke zu fehlen, treten aber nördlich vom Sattel abermals hervor, wo sie im obersten Theile des Zawadkaer Baches aufgeschlossen sind. Ob sie auch im N. des Rozdzieler Berges in Białawoda vorhanden sind, konnte ich mir keine Sicherheit verschaffen. Unter den Menilitschiefern erscheinen in Chomranice am Sattel und in Zawadka bunte Schiefer, welche auf der W.-Seite des Sattels die Unterlage des Magurasandsteines des Chełm bilden und gegen Tęgoborze zu mit der Facies der oberen Hieroglyphenschichten und dem bereits beschriebenen Zuge alttertiärer Schiefer Jakóbkowice-Zbyszyce in Verbindung treten. Aus dem nördlich vom Zawadkaer Sattel sich ausdehnenden Schiefergebiete von Tęgoborze-Swidnik-Rojówka, das südlich von Lyczanka mit einer schmalen Zunge in den Magurasandstein ein-

[1]) Meine Beobachtungen in dieser Gegend weichen vielfach von der Darstellung von H. Walter und E. v. Dunikowski ab. Ich halte es für überflüssig, auf jede Einzelheit einzugehen. Die Differenzen werden sich aus dem Vergleich der Beschreibungen von selbst ergeben.

greift, erhebt sich nur eine Insel von Magurasandstein, der Rachówberg zwischen Tęgoborze und Swidnik.

Auf der O.-Seite des Rozdzieler Berges tritt im Dunajecthale ein unerwarteter Schichtverband zu Tage, welcher bei der Dunajecfähre unter den Magurasandsteinen, die hier eine ziemlich schieferige, an die oberen Hieroglyphenschichten erinnernde Zusammensetzung haben, hervortritt. Er besteht aus schwarzen blätterigen und thonigen Schiefern, die zahlreiche krummschalige Kalksandsteinschiefer mit Spathadern enthalten und oft auch gröbere, harte wie zerstückelt aussehende Sandsteine führen. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit lassen sich diese Schichten, die angeblich auch dunkles, schweres Rohöl führen sollen, wohl nur mit dem Neocom in Verbindung bringen. Man kennt wohl auch in den dunklen Menilitschiefern Partien, die von der gewöhnlichen Beschaffenheit abweichen, daneben erscheinen aber auch stets wenigstens Andeutungen der typischen Facies. Davon ist jedoch hier nichts wahrzunehmen und ich glaube daher diese Schichten in Uebereinstimmung mit Herrn Bergrath Paul, in dessen Gesellschaft ich dieselben sehen konnte, provisorisch zum Neocom stellen zu sollen.

Oestlich vom Rozdzieler Berge, in dem Thälchen, welches vom Zawadkaer Sattel gegen Chomranice zieht und im obersten Theile des Zawadkaer Baches treten unter den bunten Schiefern blaugraue, krummschalige Kalksandsteine auf, die man wohl zu den Inoceramenschichten zählen darf, obwohl bezeichnende Versteinerungen leider nicht gefunden werden konnten.

Als Inoceramenschichten dürften wohl auch die krummschaligen Kalksandsteine aufzufassen sein, die in Chomranice gegen Wola marcinkowska zu am rechten Ufer des Smolnik erscheinen. Darauf folgen bunte Schiefer und endlich die dunklen Menilitschiefer, welche weiter östlich an den Smolnikbach herantreten und hier den grössten Theil des Gebietes von Klęczany, Marcinkowice und Rdziostów bis an den Fuss des Szcząb zusammensetzen. In Rdziostów kommen unter denselben abermals Schichten hervor, die man wohl als Inoceramenschichten betrachten kann, während sich in Łazek und am O.-Ende von Marcinkowice über den Menilitschiefern flach lagernde Magurasandsteine, entsprechend denen des Rozdzieler Berges, einstellen. Es ist hier am Berggehänge gerade jene Partie am besten aufgeschlossen, wo die Menilitschiefer mit den tiefsten Magurasandsteinbänken in Wechsellagerung stehen. In diesen Schiefern wurden zahlreiche gut erhaltene Fischreste aufgefunden.

Die breite Menilitschieferpartie von Marcinkowice - Klęczany-Rdziostów ist auf der ganzen Fläche, welche sie einnimmt, gut aufgeschlossen, so namentlich in den Wasserrissen, welche gegen Marcinkowice herabziehen. Neben den gewöhnlichen Typen der Grybówer Menilitschiefer treten hier auch kalkreiche, graue, dünnplattige Mergelschiefer, hie und da auch feinkörnige, grünliche kieselige Sandsteine, ferner plattige Sandsteine mit einzelnen breiten Spathadern, ziemlich mächtige, wie zerstückelt aussehende Kalksandsteine und eisenschüssige, septarienartige Massen auf. Das Einfallen scheint vorwiegend nach S. gerichtet zu sein, obwohl sich dies in Folge der so häufigen secundären Faltungen nicht mit voller Bestimmtheit angeben lässt. In der Gegend

Drzykowa erscheinen röthliche und grünliche Schiefer mit grünen Sandsteinen, die eine schmale Einlagerung im Menilitschiefer bilden, da unweit südlich davon in dem gegen den Szcząb ansteigenden Walde abermals dunkle Menilitschiefer zum Vorschein kommen.

In dem von Krasne potockie gegen Klęczany herabziehenden Bache, an welchem die Petroleumbohrungen gelegen sind, sieht man von N. nach S. zuerst die gewöhnlichen Menilitschiefer mit SSW.-Einfallen, dann mit secundären Faltungen. Es folgt sodann eine kleine Partie von grünlichem, thonigem Schiefer mit dünnbankigen, harten, graugrünen, ziemlich glimmerreichen Sandsteinen [1]), worauf abermals Menilitschiefer zum Vorschein kommt.

Unweit nördlich von der Vereinigungsstelle des Krasne potockier- mit dem Gródeker Bache erscheinen jene Schichten, welche das merkwürdige, helle Rohöl von Klęczany liefern, bestehend aus grünlichen und bläulichen, sehr selten rothen Schiefern mit plattig-schieferigen graugrünen, nicht sehr kalkreichen und nur selten krummschaligen Sandsteinen, die eine unverkennbare Aehnlichkeit mit den ersterwähnten Schiefern und Sandsteinen besitzen. In der Nähe des Gródeker Waldes treten geringe Spuren von bunten Schiefern auf und dann erscheinen ziemlich dickbankige Kalksandsteine, welche regelmässig gegen S.—SW. einfallen. Gegen die Höhe von Trzetrzewina machen sich die bunten Schiefer in ihrer gewohnten Zusammensetzung und Mächtigkeit bemerkbar und ziehen sich von da gegen Krasne potockie, wo sie gut aufgeschlossen sind und die Basis der östlichsten Partie der Kaninaschichten bilden.

Die Deutung des ebenbeschriebenen Durchschnittes ist namentlich deshalb so schwierig, weil bei dem Mangel an Fossilien keine bestimmten Anhaltspunkte darüber vorliegen, ob die petrolführenden Schiefer und Sandsteine als Inoceramenschichten aufzufassen sind, wie dies von H. Walter, E. v. Dunikowski und C. Paul angenommen wurde, oder nicht. Ich schliesse mich dieser Anschauung der genannten Autoren an, muss jedoch bemerken, dass mir das cretacische Alter der fraglichen Schichten keineswegs feststehend erscheint. In petrographischer Beziehung stimmen diese Schichten nicht vollkommen mit den Ropaschichten überein, sie zeigen im Gegentheil viel mehr Aehnlichkeit mit gewissen Partien der bunten Schiefer. Die Schieferpartie von Drzykowa, ferner die von Menilitschiefer umgebenen Schiefer nördlich vom Klęczaner Oelterrain haben mit den ölführenden Schichten so viel Aehnlichkeit, dass es begreiflich ist, wenn man nicht ohneweiters der Annahme cretacischen Alters für die letzteren beipflichten kann. Es müssen wohl erst bezeichnende Fossilfunde abgewartet werden, bis ein definitives Urtheil möglich sein wird. Vielleicht repräsentiren nur die im Gródeker Walde anstehenden Kalksandsteine die Ropaschichten, obwohl auch deren petrographische Beschaffenheit nicht mit dem gewöhnlichen Aussehen der letzteren in völliger Uebereinstimmung steht.

Schliesst man sich der herrschenden Anschauung über das Alter der petrolführenden Schichten von Klęczany an, so wäre das Vorhandensein einer Aufbruchszone südlich vom Smolnikthale anzunehmen.

---

[1]) Diese Partie wurde ihrer geringen Mächtigkeit wegen auf der Karte nicht besonders ausgeschieden.

Der N.-Flügel dieser Anticlinale besteht aus Menilitschiefern mit einer schmalen Einlagerung von grünlichen und bunten Schiefern und darüber liegenden Magurasandsteinen, während der S.-Flügel aus bunten Schiefern und Kaninaschichten zusammengesetzt ist.

Den Szczab und die Chełmiecka góra konnte ich nur theilweise begehen, es scheint, dass nur die nördliche Partie aus Magurasandstein besteht, während die südliche vielleicht den Kaninaschichten angehören dürfte. Das Gebiet von Biczyce, Trzetrzewina und Chelmiec in der Umgebung der Chelmiecka góra besteht aus mächtig entwickelten bunten Schiefern.

Die Gegend südlich vom Kaninarücken bis zum Dunajec und zum Kamienicabache.

Abgesehen von später zu besprechenden Miocän- und Diluvialbildungen kennt man in diesem Gebiete nur alttertiäre Gesteine, Kreideaufbrüche wurden hier nicht aufgefunden. Die bunten Schiefer von Trzetrzewina und Biczyce dehnen sich südlich über das Pruskathal gegen Chochorowice aus, ziehen von da durch den mittleren Theil des Brzezina- und Suchybaches nach Długołęka, von da nach Przyszowa, Siekierczyna und Starawies, wo diese Schichten, wie bereits erwähnt, die breite Fläche am Fusse der Ostra góra einnehmen. Von Siekierczyna streichen die bunten Schiefer gegen S. nach Rostoka, erstrecken sich über den Sattel zwischen der Łyszka und der Pępówka einerseits nach O., andererseits über den Sattel zwischen Kopiec und dem Skielekrücken westwärts nach Młyczyska. Von Młyczyska ziehen die bunten Schiefer nach Zalesie, wo sie wieder eine ziemlich bedeutende Ausdehnung besitzen. In dieser Localität könnten wohl auch die Inoceramenschichten entwickelt sein, leider gelang es mir nicht, bezeichnende Fossilien aufzufinden, so dass vorläufig von der Ausscheidung cretacischer Schichten in Zalesie abgesehen werden muss. Merkwürdig ist es, dass die Fortsetzung des aus Magurasandstein bestehenden Hauptkammes des Cichón nördlich von Zalesie aus bunten Schiefern besteht [1]), während die Magurasandsteine in einem verschmälerten Zug auf das N.-Gehänge übergehen. Aus dem oberwähnten, von bunten Schiefern eingenommenen Terrain erheben sich einzelne Züge und Inseln von Magurasandstein, wie der Berg Piekło und die Gegend südlich von Wysokie, ferner der Höhenzug von Gostwica, Swirkla, Zagórow, der Bukowiec, der Lyszka- und Pępówkaberg, der schon erwähnte Okowaniec-Ostra-Cichónrücken, der Skielekrücken und der davon durch das Längsthal des Jastrzembskibaches getrennte Jasienczek und Modyńzug, welcher durch das aus dem Buntschiefergebiet von Zalesie herabziehenden Zbludzabach quer durchbrochen wird (s. Taf. II, Prof. I).

Weiter südlich gewinnen in der unteren Abtheilung des Alttertiärs die Belowszaschichten, von denen sich bereits bei Limanowa Andeutungen beobachten lassen, die Oberhand, während die rothen Thone nur hie und da zum Vorschein kommen. Mit den Beloweszaschichten verbinden sich hier häufig eigenthümliche, gelbliche, kieselige, in kleine

---

[1]) Auf der Höhe stehen mehr grünliche Schiefer an, die wohl nur eine Abänderung der bunten Schiefer bilden dürften.

mugelige Stücke zerbröckelnde Schiefer, welche entfernt an die Hornsteine der Menilitschiefer erinnern. Auch erscheinen hier zuweilen ziemlich dickbankige Sandsteine in Wechsellagerung mit grünlichen Schieferlagen im Complexe der unteren Abtheilung des Alttertiärs. Da auch die obere Abtheilung der Magurasandsteine an manchen Stellen in dieser Gegend eine mehr schieferige Zusammensetzung zeigt, wie sonst, so kann man hier in Verlegenheit kommen, ob man die untere oder die obere Alttertiärstufe auszuscheiden habe.

Gute Einblicke in die Zusammensetzung der Beloweszaschichten und ihre Verbindung mit den gelblichen kieseligen Schiefern und grobbankigen Sandsteinen kann man in Wolaki, nordöstlich von Łącko, gewinnen.

Im Bache von Wolaki und an der denselben begleitenden Strasse nach Czarny potok kann man eine sechsmalige Wiederholung von bankigen Sandsteinen und grünlichen Schiefern mit den kieseligen gelblichen Schiefern [1]) bemerken, zwischen welche sich zwei Partien von gewöhnlichen Beloweszaschichten einschalten. Diese Schichten streichen von Wolaki nach Zagorzyn-Wola piskulina und W. Kosnowa, Zbludza und Kamienica. In Kamienica kommen im Zbludzathale unweit nördlich vom Dorfe eisenreiche, dunkelgraue, gelblich verwitternde Schiefer hinzu, die eine gewisse Aehnlichkeit mit manchen Typen der Smilnoschiefer besitzen und hier ungefähr 3 Meter mächtig sind. Oestlich von Wolaki kann man diese Schichten nach Czarny potok, Jastrzębie, Łukowica, Zawada, Stronie, Mokrawies, Swidnik und Jadamwola verfolgen, wo sie eine ziemlich breite, aber schlecht aufgeschlossene Niederung bilden. Von Jastrzębie zieht eine schmale Zone dieser Gesteine über Kiczna und Sołtystwo nach Wola kosnowa. Kleine Partien von rothen Thonen wurden auf dem Wege von Jastrzębie nach Łukowica, bei Zawada und Stronie, ferner in Zbludza beobachtet. Die Grenze zwischen den „bunten Schiefern" und den „Beloveszaschichten" ist selbstverständlich keine scharfe, da beide Bildungen als stellvertretende Facies betrachtet werden müssen.

Die Magurasandsteine nehmen in gewissen Theilen dieses Gebietes ziemlich reichlich Schiefer auf, so besonders in Gostwica, Swirkla, Zagórow und in der an den Dunajec angrenzenden Partie von Rogi, Podegrodzie, Juraszowa, Naszacowice, Szczereż, Maszkowice, Jazowsko, obwohl daselbst auch rein massige Sandsteine vorkommen. Theils massig, theils schieferig sind die Magurasandsteine im Czarny las und Nizki las nördlich von Łącko und in der Berggruppe der Byniowska góra zwischen Łącko und Kamienica. Die letztere ist dadurch bemerkenswerth, dass sich hier mit den Magurasandsteinen gelbliche, kieselige, in mugelige Stücke zerfallende Schiefer einschalten, die mit denen von Wolaki die grösste Aehnlichkeit besitzen. Derartige Schichten wurden mit nördlichem Einfallen im Byniowskibach nördlich von Czerniec und in der Gegend Paprocz mit SW.-Einfallen beobachtet. Sehr massige Sandsteine erscheinen dagegen mit steil SW. fallenden Schichten bei Zabrzeż im Kamienicathale. Mehrere kleinere

[1]) Diese Schichten sind es wohl, welche H. Walter und E. v. Dunikowski als „typische" Menilitschiefer erwähnen (l. c. pag. 73). Nach meinen Erfahrungen haben typische Menilitschiefer eine ganz andere Beschaffenheit.

Inseln von Magurasandsteinen sind auf der Fläche zwischen Wola kosnowa und Kamienica vertheilt. Die Schichten des Magurasandsteines fallen in der an den Dunajec angrenzenden Partie vorwiegend nach S. ein, in der westlichen Gegend, namentlich im Modynzuge, ist dies nicht der Fall. Derselbe scheint eine mehr oder minder regelmässige Mulde zu bilden, in Kiczna und Soltystwo wenigstens fallen die Belowesza-schichten regelmässig nach NNO. unter die Sandsteinmassen ein. Im Durchbruche des Zbludzathales fallen die massigen Magurasandsteine zuerst nach NW., dann SW., während ihr Einfallen an der nördlichen Grenze gegen die bunten Schiefer in Zalesie nach WNW. gerichtet ist. Hier liegen offenbar bedeutende tektonische Störungen vor. Jedenfalls ist im westlichen Theile der beschriebenen Gegend das isoklinal-südliche Schichtfallen nicht vorherrschend.

Es bleiben nun noch zwei kleine Miocänvorkommnisse zu besprechen übrig, welche auf dem, dem weiten Thalboden des Dunajec zwischen Alt- und Neu-Sandec zugewendeten Berggehänge in Podegrodzie bei Alt-Sandec und in Niskowa bei Neu-Sandec gelegen sind.

Das erstere Vorkommen liegt mitten im Dorfe Podegrodzie und grenzt direct an den Thalboden des Dunajec. Es besteht aus blauem, sehr homogenem Tegel mit zwei Lignitlagen. Das Grundgebirge, welches am besten in dem von Rogi und Juraszowa gegen Podegrodzie verlaufenden Thale zu sehen ist und aus grobbankigen, ziemlich steil OSO.-fallenden, gelblich verwitternden Magurasandsteinen mit Zwischenlagen jener eigenthümlichen gelblichen, kieseligen Schiefer von Wolaki und Łącko. Die Miocänbildungen liegen dagegen horizontal und stehen jedenfalls mit dem oligocänen Grundgebirge in keinerlei Zusammenhang.[1]) Durch das Dorf Podegrodzie verläuft südlich von der Kirche eine kleine Schlucht, welche den blauen Tegel aufschliesst. Darüber folgt die erste Lignitlage, die man in früheren Jahren auszubeuten versucht hat. Der betreffende braun gefärbte Lignit zeigt deutliche Holztextur und ist offenbar von sehr schlechter, geringwerthiger Beschaffenheit.

Beim Austrocknen spaltet sich der gebirgsfeuchte Lignit in grössere und kleinere Späne und zeigt ganz dieselbe Beschaffenheit, wie der Lignit von Iwkowa. Die Mächtigkeit dieser Lignitlage ist nicht erkennbar. Darüber folgt abermals der blaue Tegel, welcher keine makroskopischen Versteinerungen führt und auch von Foraminiferen fast frei zu sein scheint, wenigstens ergaben zwei daraufhin angestellte Proben nur einige dürftige Exemplare. Bei den letzten obersten Häusern von Podegrodzie erscheint darüber ein zweites Lignitflötz von geringer Mächtigkeit in horizontaler Lage und darüber folgt nochmals der blaue Tegel, der ausserhalb des Dorfes auf dem Wege nach Owieczka von der aus Schotter und Löss bestehenden Dunajecterrasse bedeckt wird.

Die Ausdehnung dieses Denudationsrelictes ist jedenfalls keine bedeutende, auch dürfte selbst die verhältnissmässig geringe Lignitmenge, die hier aufgespeichert ist, in Folge der schlechten Beschaffenheit des Materials in nächster Zeit wohl kaum eine Ausnützung erfahren.

---

[1]) Wie fälschlich H. Walter und E. v. Dunikowski behauptet haben (l. c. pag. 73).

Interessanter ist das Vorkommen von Niskowa. Betritt man in Niskowa das Thal des Pruskabaches, so bemerkt man unter den zahlreichen Geschieben der bunten Schiefer, die das Grundgebirge zusammensetzen [1]), einzelne kalkreiche Sandsteinknauern, die Schalen von Mollusken und zahllose Foraminiferen, besonders *Alveolina melo* und Milioliden enthalten. Es stammen diese Geschiebe aus der ersten südlichen Seitenschlucht, welche in vortrefflicher Weise nahezu horizontal gelagerte, gelbliche bis hellbräunliche Sande aufdeckt, welche einzelne feste, mehr oder minder anhaltende Lagen, Kuchen oder Knollen von der beschriebenen Zusammensetzung enthält (s. Fig. 17). Sowohl die

Fig. 17.





Miocänvorkommen von Niskowa.
s miocäner Sand, mit einzelnen verfestigten Lagen, *tg lg* miocäner Tegel mit Lignit, *Gr* alttertiäres Grundgebirge, *tsch* diluvialer Terrassenschotter, *tl* diluvialer Terrassenlehm und Löss.

lockeren, ziemlich feinen Sande, wie die verfestigten Partien enthalten neben zahllosen Foraminiferen auch zahlreiche Bivalven und Gastropoden, welche weiter unten aufgezählt werden sollen und welche den Schluss erlauben, dass hier eine Facies der sogenannten II. Mediterranstufe vorliege, welche den Pötzleinsdorfer oder Neudorfer Sanden sehr nahe steht. Leider sind die Molluskenschalen oft so gebrechlich, dass sie nur mit Mühe gesammelt und ganz erhalten werden können. Etwas weiter treten unterhalb der Sande und in inniger Verbindung mit ihnen stehend, bläuliche Tegel hervor, die eine eigene Fauna, namentlich von Neritinen und Cerithien, führen und Lignit enthalten.

Auch hier hat man diese Lignite bergmännisch zu gewinnen versucht [2]), das Ergebniss der Schürfungen scheint jedoch kein befriedigendes gewesen zu sein.

In der erwähnten Schlucht ist das Grundgebirge wenig aufgeschlossen, besser in der nächsten Umgebung. Es besteht im Pruskathale aus bunten Schiefern mit wechselndem Fallen und Streichen, in Chochorowice aus bunten Schiefern und den gelblichen kieseligen Schiefern von Łącko, welche gegen das Gebirge einfallen.

Wie das Vorkommen von Podegrodzie, ist auch das von Niskowa dem Thalboden des Dunajec sehr nahe gelegen und ebenfalls nur von geringer Ausdehnung.

---

[1]) H. Walter und E. v. Dunikowski verzeichnen hier einen Aufbruch von Ropiankaschichten, den ich nicht bestätigen kann.

[2]) Die Mineralkohlen Oesterreichs, zusammengestellt vom k. k. Ackerbau-Ministerium. Wien 1878. II. Auflage, pag. 383.

Das Alter dieser Miocänflecken ist durch die aufgefundenen Versteinerungen sichergestellt, ebenso ist es klar, dass die Tegel von Niskowa und Podegrodzie vollkommen denen von Iwkowa, Brzozowa und wohl auch denen von Gródna dólna entsprechen (vergl. weiter unten).

Es ist möglich, dass sich hier noch mehrere andere Miocänspuren werden nachweisen lassen, eine ziemlich genaue Begehung des Gebirgsrandes zwischen Niskowa und Podegrodzie ergab kein weiteres Resultat, es muss jedoch bemerkt werden, dass hier die 15—20 Meter mächtige aus Schotter und wenig Löss bestehende Diluvialterrasse des Dunajec das Gebirge bedeckt und dessen Erkenntniss sehr erschwert.

Mündlichen Angaben zufolge hat man auch in Neu-Sandec bei der Landwehrcaserne, gegen den Bahnhof zu, in einiger Tiefe Lignit aufgefunden. Ich kann für die Richtigkeit dieser Angabe nicht einstehen, hatte auch keine Gelegenheit, um darüber Näheres zu erkunden, erwähne es aber doch, da die Wahrscheinlichkeit von vorneherein sehr gross ist, dass die ganze jetzige Niederung des Dunajec bei Sandec zur Miocänzeit Meeresboden war. Das Vorkommen von Miocän bei Niskowa und Podegrodzie legt die Vermuthung nahe, dass die Gegend, durch welche heute der Dunajec fliesst, bereits zur Miocänzeit tiefer eingeschnitten war als die Umgebung, da sie dem Miocänmeere so tief in das Gebirge hinein Eintritt gestattete. Diese Vermuthung wird auch dadurch bestärkt, dass nach dem angezogenen Berichte des k. k. Ackerbau-Ministeriums auch in Dąbrówka, südlich von Neu-Sandec, ein 0·5—0·9 Meter mächtiges Lignitflötz nachgewiesen worden sein soll.

Das Gebirge zwischen dem Dunajec und der penninischen Klippenzone, östlich bis an den Popperfluss.

Die südliche Klippenzone wird im Norden von einem schmalen Band von schieferigen Kalksandsteinen und bläulichen Schiefern begleitet, dessen geologisches Alter noch nicht sichergestellt ist. Darauf lagern mit ziemlich flach nördlichem Einfallen massige Sandsteine, welche die ganze Klippenzone, soweit sie mir bekannt wurde, im Norden begleiten und den bei einer späteren Gelegenheit zu beschreibenden Verhältnissen von Orlo zu Folge dem Alttertiär angehören, also als Magurasandsteine anzusprechen sind. Diese Magurasandsteine setzen einen 13 und mehr Kilometer breiten, mächtigen Gebirgsgürtel ausschliesslich zusammen und bilden hier die grössten Höhen, aber zugleich den einförmigsten, in geologischer Beziehung reizlosesten Theil des westgalizischen Flyschgebirges.

Dieser Zone gehört im westlichen Theile meines Aufnahmsgebietes der Lubien (1211 Meter) an, an den sich gegen O. zu bis an die Popper die Dzwonkówka, Skalki (1168 Meter), Prehyba (1195 Meter), Radowa (1265 Meter), Rogacz, Sybła, Heliaszówka mit ihren weitgedehnten Ausläufern anschliessen.

Für die Beurtheilung der Tektonik ist vor Allem die Erkenntniss von Bedeutung, dass diese Sandsteine von der Klippenzone nach N. abfallen, ferner die Erkenntniss, dass nicht ein isoklinaler, den Verhältnissen der Karpathen entsprechend nach S. oder SW. gerichteter Schichtenfall herrschend ist, sondern dass sich mehrere, wie es scheint

regelmässige Falten unterscheiden lassen. Im westlichen Theile bietet das Durchbruchsthal des Dunajec gute Aufschlüsse. In diesem tief eingeschnittenen Thale reichen die Kalksandsteine im Liegenden der Magurasandsteine von Kroscienko aus weiter nach N., als an irgend einer anderen Stelle. Erst südlich von Klodne erscheinen die Magurasandsteine mit nördlichem Einfallen, welches über Klodne hinaus bis gegen Tylmanowa anhält. In dieser Partie ist die Entwicklung der Sandsteine eine rein massige. In Tylmanowa stellen sich die Schichten sehr steil und erhalten eine theilweise schieferige Ausbildung. Man beobachtet hier eine kleine Mulde, dann einen kleinen Sattel, bis nördlich von Tylmanowa bis nach Narzece wieder flach nördliches Einfallen herrschend wird (vgl. Tafel II, Profil I). Nördlich von der Einmündung der Ochotnica fallen die Schichten zuerst nach SW. und bilden zwischen Wietrznica und der Mündung der Kamienica abermals eine deutliche Synclinale, deren Axe gerade da gelegen ist, wo der Dunajec aus der nordwestlichen in die rein nördliche Richtung übergeht. Nördlich von der Mündung der Kamienica herrscht, wie bereits erwähnt, südliches und südwestliches, bei Łącko nördliches Einfallen.

Die breite Magurasandsteinzone nördlich von der südlichen Klippenlinie besteht demnach zwischen Kroscienko und Łącko aus einer Reihe von regelmässigen Mulden und Sätteln und lässt jedenfalls keine Spur einer Ueberschiebung nach N. erkennen. Es wäre an und für sich eine ganz dankbare Aufgabe, die Tektonik dieser Sandsteinmasse im Detail zu verfolgen. Leider konnte ich mich, da so viel wichtigere Fragen zu lösen waren, dieser Arbeit nicht unterziehen und begnügte mich damit, durch cursorische Begehung zu constatiren, dass in der ganzen Gegend zwischen dem Dunajec und der Popper bis an die südliche Klippenlinie in der That nur Magurasandsteine herrschen und dass in Bezug auf die Zusammensetzung die einzige Abwechslung darin besteht, dass die Magurasandsteine bald ausschliesslich massig, bald massig-schieferig entwickelt sind. Die Aufschlüsse im Popperthale zeigen, dass auch hier jedenfalls keine Ueberschiebung, sondern ein mehr oder minder regelmässiger, mehrfach wiederholter Faltenbau constatirt werden kann.

Das Bergland zwischen den Flüssen Dunajec und Biała. Aus diesem, Herrn Bergrath C. M. Paul zur Aufnahme überwiesenen Theile des Berglandes liegen mir nur wenig Beobachtungen vor, welche ich zumeist bei Excursionen gesammelt habe, die in Gemeinschaft mit dem genannten Herrn Chefgeologen durchgeführt wurden. Nur des Zusammenhanges wegen führe ich sie hier an.

Im Anschlusse an das obenbeschriebene Terrain von Kłęczany-Marcinkowice ist hervorzuheben, dass sowohl die Magurasandsteine, wie die dunklen Menilitschiefer der Westseite des Dunajec am Ostufer wieder zum Vorschein kommen. Die ersteren setzen die ziemlich isolirte Bergkuppe von Kurów zusammen, während die letzteren den Rand des Gebirges zwischen Wieloglowy und Wielopole bilden. Man kann sie am besten in dem kleinen Graben, welcher bei dem Strassenwirthshause zwischen den genannten Ortschaften vorüberzieht, verfolgen. Sie zeigen dieselbe Entwicklung, wie in Kłęczany und werden bald von bunten Schiefern überlagert, so dass ihnen eine nur geringe Ausdehnung

zukommt. Die bunten Schiefer ziehen von da in streng OSO.-Richtung gegen Librantowa [1], Koniuszowa - Mogilno - Posadowa-Starawies und Grybow. Gegen N. zu steht dieser Zug, der abgesehen von secundären Faltungen südliches Einfallen besitzt, wie schon erwähnt mit oberen Hieroglyphenschichten in Verbindung. Südlich davon folgt eine Zone von Magurasandsteinen, die das Terrain von Zabełcze, Nasziszowa, Roszkowice, Boguszowa, Chruslice und die Berge Murszyn, Jodlowa und Rosahatka zusammensetzt. In dieser Zone herrscht fast ausschliesslich südliches Einfallen.

Bei Grybów erweitert sich das Terrain der bunten Schiefer, welche das verhältnissmässig niedere und flache Gebiet von Ptaszkowa [2]), Cieniawa, Starawies zum grössten Theile einnehmen. Im Strzylawkabache erscheint eine vorzüglich aufgeschlossene und von H. Walter und E. v. Dunikowski eingehend beschriebene schmale Zone von dunklen Menilitschiefern, welche sich nach Starawies Strzylawka fortsetzen, jedoch südlich von Posadowa bereits ausgekeilt sein müssen, da sie im Durchschnitte von Mogilno bereits fehlen. Im Strzylawkabache erscheint ferner ein Aufbruch von Inoceramenschichten, welcher ähnlich wie in Limanowa an die Menilitschiefer angrenzt, die unaufgeschlossene Partie zwischen beiden ist wenigstens so unbedeutend, dass sie kaum berücksichtigt werden kann. In Starawies und Posadowa treten nördlich von der Menilitschiefereinlagerung zu den bunten Schiefern obere Hieroglyphenschichten hinzu. In diesen Schichten liegen die Petroleumbohrungen von Delaval in Grybów. In Starawies geben H. Walter, v. Dunikowski und C. M. Paul einen Aufbruch von Inoceramenschichten an, welcher in die Uebersichtskarte aufgenommen wurde. Ausserdem liegen in dem Verbreitungsgebiet von Inoceramenschichten und bunten Schiefern westlich von Grybów noch einige kleine Inseln von Magurasandstein. Eine davon befindet sich nördlich vom Strzylawkabache, sie ist durch einen Steinbruch aufgeschlossen, welcher flach NNW. Schichtfallen erkennen lässt. Zwei andere, die Gegend Górki zusamensetzend, liegen südlich vom Strzylawkabache, und eine weitere grenzt an den Pająkabach an.

---

[1]) Im Librantowerbache sind von Süden her zuerst die Magurasandsteine und dann die bunten Schiefer vortrefflich aufgeschlossen. Die bunten Schiefer beginnen ungefähr da, wo sich der Weg zum Meierhofe Bobków nach W. abzweigt und halten mit ziemlich flach und gleichmässig südlichem Einfallen fast lückenlos aufgeschlossen bis in die Nähe der Naphtagruben an. Hier erschienen blaue Thone und krummschalige Kalksandsteine, welche den Inoceramenschichten sehr ähnlich sind, vorwiegend aber mit den oberen Hieroglyphenschichten petrographisch übereinstimmen. H. Walter und v. Dunikowski betrachten diese Schichten als „Ropiankaschichten", während sie Bergrath Paul als obere Hieroglyphenschichten auffasst. Ich schliesse mich hier der letzteren Deutung an, ohne jedoch mit der ersteren rechten zu wollen. Es liegt hier eben ein Fall vor, der bei der grossen Faciesähnlichkeit ohne bezeichnende Fossilien nicht gut zu entscheiden ist. Dass von einem Vorkommen von Menilitschiefern südlich von Librantowa, welches H. Walter und E. v. Dunikowski angeben, keine Spur zu sehen ist, wurde bereits im Vorhergehenden erwähnt. Der angebliche mächtige Menilitschieferzug Mogilno-Librantowa fehlt ebenso südlich von Mogilno und im Lekówkabache. Erst bei Wieloglowy tritt wieder Menilitschiefer zum Vorschein, der in Marcinkowice und Kleczany seine Fortsetzung findet.

[2]) In der Nähe der Station Ptaszkowa enthalten die schieferigen Sandsteinlagen der bunten Schiefer sogenannte Marmaroscher Diamanten, die in kleinen, von einer Bergtheer ähnlichen Substanz überkleideten Drusenräumen entwickelt sind.

In Cieniawa verschmälert sich der Aufbruch der bunten Schiefer beträchtlich; er geht in ein schmales Band über, welches sich bei Paszyn auskeilt. In Cieniawa sind südlich von der Rosahatka und Jodlowa noch gewöhnliche bunte Schiefer entwickelt, weiter westlich nähern sich diese Schiefer mehr der Facies der Beloveszaschichten.

Die Magurasandsteine südlich von der Zone der bunten Schiefer zeigen bald eine ausschliesslich massige, bald massig-schieferige Entwicklung. Ihr Einfallen richtet sich an der Grenze gegen den bunten Schiefer stets nach S. oder SW., weiter südlich jedoch tritt auch die entgegengesetzte Fallrichtung auf. Das Gebiet südlich von Ptaszkowa und der Bahnlinie nach Neu-Sandec besteht nach C. M. Paul bis gegen den Popradfluss aus Magurasandsteinen, ältere Aufbrüche erscheinen erst östlich im Gebiete des Bialaflusses und in der Gegend von Krynica-Tylicz.

Das Bergland zwischen den Flüssen Biała und Ropa bis zur Südgrenze des Blattes Grybów-Gorlice.

In keinem Theile des Berglandes drängen sich so zahlreiche Aufbrüche von Inoceramenschichten hervor, wie in diesem. Dadurch und durch den häufigeren Wechsel der Schichtgruppen gewinnt dieses Gebiet ein erhöhtes geologisches Interesse. Der Aufbruch westlich von Grybów setzt sich mit verstärkter Breite nach O. fort, die nördliche Partie desselben verbindet sich gegen O. zu über Ropa und Szymbark mit der Aufbruchszone von Siary, die südliche dagegen streicht in fast linearer Richtung gegen SO. Das Gebiet, welches im N. von den Sandsteinmassen der Maslona góra und des Słópnothales, im W. von der Biała, im O. von der Ropa begrenzt wird, besteht bis über Wawrczka hinaus hauptsächlich aus Inoceramenschichten und den Faciesbildungen der tieferen Stufe des Alttertiärs. Nur in zwei Gegenden erscheinen den bunten Schiefern Magurasandsteine aufgesetzt, und zwar nördlich von der Strasse Grybów-Ropa, wo sich mehrere durch Steinbrüche aufgeschlossene kleinere Sandsteinkuppen befinden, in denen die bankigen Sandsteine vom Aussehen der gewöhnlichen Magurasandsteine ein flaches Einfallen nach SSO. aufweisen. Die zweite Partie bildet den zwar nur 779 Meter hohen, aber durch seine auffallende Form und seine isolirte Stellung inmitten eines verhältnissmässig flachen Schiefergebietes hervorragenden Helmberg, dessen Sandsteine eine vorwiegend grobbankige Beschaffenheit bei flacher Lagerung aufweisen.

Begeht man die zahlreichen kleinen Wasserrisse, welche östlich von Grybów der Biała zulaufen, so findet man folgende Schichten: Krummschalige Kalksandsteine, mit blauen Schiefern wechsellagernd, hie und da eine mächtigere Sandsteinbank enthaltend, mit vielen Hieroglyphen und Inoceramen, darüber mehr plattige, harte, häufig schmutzig grünliche Sandsteine, bis zu 1 Meter mächtig, von spärlichen, geraden Spathadern durchzogen, mit grünlichen Schieferzwischenlagen und zuletzt die rothen Thone und bunten Schiefer. H. Walter und E. v. Dunikowski haben das zweite Glied dieser Schichtfolge als „obere Ropiankaschichten" bezeichnet und der Ansicht Ausdruck gegeben, dass diese Schichten eine Facies der gewöhnlichen Ropiankaschichten vorstellen, die aber doch zumeist ein höheres Niveau

einhalten wie die letzteren. Ich glaube dieser Anschauung umsomehr beitreten zu können, als ich in den „oberen Ropiankaschichten“ des Thales von Klein-Męcina Inoceramen auffinden konnte.

Die rothen Thone und bunten Schiefer, die in dünnen Schichten mit flaschengrünen Sandsteinen regelmässig wechsellagern, wurden in petrographischer Hinsicht schon mehrfach beschrieben, so dass ich mich darauf beschränken kann, zu erwähnen, dass die grünen Sandsteine, die meist dünnbankig ausgebildet sind, stellenweise bis zu $^1/_2$ Meter Mächtigkeit erreichen können. Die dünneren Lagen führen auf den Schichtflächen warzenförmige Hieroglyphen. Die rothen und grünlichen Schiefer zeichnen sich an einigen Stellen, namentlich in dem kleinen Wasserrisse, welcher beim Grybówer Bahnhofe mündet, durch ziemlich stark mergelige oder kalkige Beschaffenheit aus.

In der Gegend östlich und südlich von Grybów wurden 4 Aufbrüche von Inoceramenschichten eingetragen, von denen der eine im Bache an der Strasse Grybów-Ropa, der zweite im Bache beim Bahnhofe Grybów, der dritte in Kązlowa, der vierte in Wawrzka gelegen ist. Diese Ausscheidung ist eine schematische, in Wirklichkeit ist die Zahl der Aufbrüche von Inoceramenschichten eine bedeutendere, man kann in jedem dieser Wasserrisse einen mehrfachen Wechsel von bunten Schiefern und Inoceramenschichten wahrnehmen, einer genaueren Verfolgung jedes einzelnen Aufbruches stehen jedoch von Natur aus grosse Schwierigkeiten entgegen. Die Aufschlüsse sind nur selten vollständig und werden sehr oft durch die häufige Entwicklung von grossen Rutschungen in ihrem Werthe stark beeinträchtigt. Bei meinen Untersuchungen trat ferner noch das äussere Hinderniss des Mangels an Zeit hinzu und so musste ich mich damit begnügen, nur die Hauptaufbrüche zu verzeichnen. Es wäre eine sehr dankenswerthe Aufgabe, die Schichtgruppen dieser Gegend bis in das feinste Detail zu verfolgen, es wäre dies jedoch eine Aufgabe für sich.

Das Hauptstreichen der Schichten, welche abgesehen von secundären Faltungen isoklinale Fallrichtung zeigen, ist in der Gegend östlich von Grybów bis zur Wasserscheide gegen die Ropa ostwestlich, man sieht sogar nicht selten Abweichungen gegen NNO., erst unterhalb des Helmberges im nördlichen Theile von Kązlowa ist ein ausgesprochen südöstliches Streichen zu beobachten, welches südlich davon ausschliesslich das herrschende ist.

Die Gegend von Ropa zeichnet sich durch das Auftreten von Menilitschiefern von derselben Beschaffenheit wie in Grybów aus. Da, wo die Ropa aus der Längs- in die Querrichtung übergeht, schneidet sie Inoceramenschichten an, die namentlich am linken Ropaufer vorzüglich aufgeschlossen und petrographisch mannigfaltig entwickelt sind, und daher als typisches Vorkommen betrachtet werden können. Die Inoceramenschichten folgen dem Ropaufer gegen NO. in einer für diese Gegend ganz abnormen Richtung. Für die Tektonik hat dies jedoch keine tiefere Bedeutung, da das Auftreten der Inoceramenschichten in Ropa offenbar mit dem Durchbruche des Ropaflusses und dem Uebergange desselben aus der Längs- in die Querrichtung, welcher gerade in der Ortschaft Ropa erfolgt, zusammenhängt. Das eigentliche Streichen der Schichten ist von NNW. gegen SSO. gerichtet, ist also ungefähr

gleichlaufend dem Zuge von Menilitschiefern, welche im Kustrabache unterhalb der Grödeker Wasserscheide beginnend quer über die Strasse Grybów-Ropa, die Helmówka und die anderen vom Helm herabkommenden Bäche ziehen und südlich von der Ropaer Kirche das Ropathal erreichen. Mit vergrösserter Breite streichen sie südwärts zur Dragówka, schwenken aber von da nach OSO., erscheinen südlich von der Naphta-Raffinerie auch am rechten Ropaufer und erstrecken sich ziemlich weit in die Bucht von Łosie hinein. Ausser den dunkelbraunen Menilitschiefern und schwarzen Hornsteinen treten auch hier jene eigenthümlichen dünnplattigen grauen Mergel auf, die stets an die dunkle Menilitschieferfacies des Berglandes geknüpft zu sein scheinen und die man auch im Zuge Limanowa-Marcinkowice, in Grybów und bei Ropianka kennt. Im nördlichsten Theile tritt dieser Menilitschiefer sehr nahe an den oben erwähnten Magurasandstein nördlich von der Grybów-Ropaer Strasse heran, vielleicht steht er sogar direct damit in Verbindung. Die zahlreichen guten Entblössungen (an der Ropa und namentlich den kleineren Zuflüssen, besonders der Dragówka) zeigen kein einheitliches Streichen, sondern vielfache secundäre Faltungen, so dass nur aus der Gesammtverbreitung auf das eigentliche Streichen geschlossen werden kann, welches zuerst fast nördlich gerichtet ist und in der südlichen Partie nach OSO. umschwenkt. Der Menilitschiefer erscheint ringsum umgeben von bunten Schiefern, nur südlich von der Ropaer Kirche dürften die Inoceramenschichten direct an den Menilitschiefer angrenzen.

Eine zweite kleine Menilitschieferpartie befindet sich im oberen Theile des Rzeminoiskabaches zwischen Gródek und Sklarki. Sie wird nach S. begrenzt von bunten Schiefern, während sie gegen N. nahe an die Sandsteine der Maslona góra herantritt. Eine dritte Menilitschieferpartie endlich befindet sich auf der Höhe von Wawrczka, konnte aber nur schematisch eingetragen werden, da die Hornsteine und dunklen Schiefer nur lose vorgefunden wurden. Auch hat man daselbst bei einer Naphtabohrung Menilitschiefer und Hornsteine durchstossen, wie aus Stücken unzweifelhaft hervorgeht, die Herrn Bergrath C. M. Paul und mir von Herrn Delawal in Grybów vorgelegt wurden.

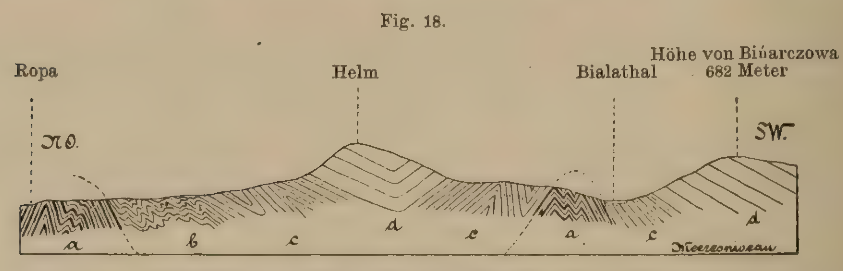
Legt man einen ostwestlichen Schnitt durch das Ropathal etwa in der Gegend des Folwark sredni, so erhält man zu unterst Menilitschiefer, darüber beiderseits die bunten Schiefer und darüber endlich die flachen Sandsteinbänke einerseits des Helm, andererseits der Łysa góra. Darnach nehmen also die Menilitschiefer hier die tiefste Stelle ein. Dasselbe ist auch der Fall in Łosie. Damit stimmt auch überein, dass sich südlich von der Ropaer Kirche an den Aufbruch von Inoceramenschichten zunächst die Menilitschiefer anlegen. Anders gestalten sich jedoch die Verhältnisse weiter nördlich, wo sich zwischen die Inoceramenschichten und die Menilitschiefer die bunten Schiefer einschieben.

Ein Querschnitt in dieser Gegend, etwa in der Nähe der Naphtabohrungen am Blich ergibt sich in der einen Richtung gegen SO. zu unterst die Inoceramenschichten, darüber die bunten Schiefer mit Nummulitensandsteinen und zu oberst die Magurasandsteine der Łysa góra. In der anderen Richtung gegen NW. dagegen erscheinen über den Ino-

ceramenschichten bunte Schiefer, welche in einer gewissen Höhe Menilitschiefer enthalten und darüber die Magurasandsteine jener kleinen Kuppen, die sich nördlich von der Strasse Grybów-Ropa befinden. Die zwischen die Inoceramenschichten und die Menilitschiefer auf der einen Seite eingeschobene Partie von bunten Schiefern wird gegen N. immer mächtiger und am äussersten Ende des Menilitschiefers ist der letztere bereits weit von den Inoceramenschichten getrennt und liegt unterhalb der Magurasandsteine. Auf diese Weise scheinen hier die aufeinanderfolgenden Partien des Menilitschiefer ein immer höheres und höheres Niveau von der tiefsten Lage der unteren Stufe des Alttertiärs an bis zur höchsten unterhalb der Magurasandsteine einzunehmen, was mit der Annahme, dass die Menilitschiefer kein bestimmtes Niveau festhalten, sondern in verschiedenen Horizonten eingeschaltet sein können, ganz gut übereinstimmt.

Der Aufbruch von Inoceramenschichten in Ropa gehört demnach nicht zu den Längsaufbrüchen, die für den geologischen Bau der Sandsteinzone so bezeichnend sind, sondern er ist ein Queraufbruch, dessen Verlauf ungefähr senkrecht zum allgemeinen Gebirgsstreichen gerichtet ist und der seinen Bestand einestheils dem Durchbruch der Ropa, anderntheils aber der flachen Lagerung der Magurasandsteine in der Partie nördlich von der Strasse Grybów-Ropa und in der Łysa góra verdankt. Zeigten sich die genannten Sandsteinpartien, die nur die äussersten, verflachten Ausläufer des Sandsteinzuges der Magura małastowska bilden, nicht so flach gelagert, so würde der Ropadurchbruch wahrscheinlich nicht tief genug sein, um die Kreideformation blosszulegen. Der beistehende Durchschnitt (Fig. 18), welcher quer auf

Fig. 18.



Durchschnitt von Ropa über den Helm nach Binarczowa.
a Inoceramenschichten von Ropa, *b* Grybówer Menilitschiefer, *c* bunte Schiefer, *d* Magurasandstein. Massstab 1 : 75.000.

das Hauptstreichen gelegt ist, gibt ein Bild des geologischen Baues der Gegend zwischen Ropa und dem Białathal, welcher im Allgemeinen einfach genannt werden kann. Im Einzelnen bieten die geologischen Verhältnisse allerdings manche Schwierigkeiten dar, welche zum Theil auf die so häufigen und beträchtlichen Aenderungen der Facies, zum Theil auf tektonische Störungen zurückzuführen sind. Von den letzteren bietet ein Beispiel das isolirte Vorkommen von Numulitensandsteinen in Ropa auf Inoceramenschichten dar.

Der Aufbruch der Inoceramenschichten von Ropa verschwindet östlich von der Dampfsäge, die begleitenden bunten Schiefer streichen nach O. einerseits dem Ropaflusse entlang gegen Sklarki und Szymbark,

andererseits ziehen sie sich in einem schmalen Bande am Fusse der Łysa-, Miastka- und Bartnica góra ostwärts gegen Ropica polska und Siary. Die erstere Partie wird von der letzteren durch eine schmale Magurasandsteinmasse getrennt, welche an drei Stellen an die Ropa herantritt. An der östlichsten Stelle grenzen diese Sandsteine, aus welchen die von H. Walter und E. v. Dunikowski in Szymbark gefundenen Numuliten herstammen dürften, direct an die Sandsteine der Maślona góra, so dass nur der südliche Zug der bunten Schiefer am Fusse der Łysa und Miastka góra eine ununterbrochene Verbindung des Ropaer Auf bruches mit dem von Siary vermittelt.

Die Gegend südlich von Grybów-Kązlowa und Ropa bis an die Grenze des Blattes Grybów-Gorlice ist dadurch ausgezeichnet, dass hier das allgemeine Streichen von SO. nach NW. scharf zum Ausdrucke gelangt, und zwar sowohl durch die Längsthäler der Flüsse Biała und Ropa, wie namentlich durch die Bergkämme der Magurasandsteinzüge (s. Tafel II, Profil III). Der hervorragendste derselben ist der Homolakamm, welcher von der Kartengrenze bis in die Gegend von Wawrczka verläuft und vom Helm, der nur eine Fortsetzung des Homolazuges bildet, durch den niederen, aus bunten Schiefern und Menilitschiefern gebildeten Sattel von Wawrczka getrennt ist.

Bei Uscie ruskie, nahe der Kartengrenze, wird der Homolazug von der nun eine quere Richtung einnehmenden Ropa [1]) durchbrochen und man erkennt hier, dass die ganze Sandsteinmasse dieses Zuges ein gleichgerichtetes, ziemlich steiles Einfallen nach SW. aufweist. Dies zeigt, dass die Faltung in dieser südlicheren Gegend jedenfalls eine weitergehende ist, als am N.-Rande des Berglandes, wo der Helm als Fortsetzung dieses Zuges eine verhältnissmässig flache Lagerung aufweist und auf allen Seiten die Unterlage der bunten Schiefer zum Vorschein kommt. Eine Mittelstellung zwischen der Lagerung am Helm und der im Ropadurchbruch zeigt die Gegend in der Mitte dazwischen auf der Linie Jaszkowa-Klimkówka, wo die nordöstliche Partie der Magurasandsteinzone von Klimkówka bis auf den Höhenkamm ziemlich steil südwestliches Einfallen erkennen lässt, während auf der SW.-Seite in Jaszkowa steil nordöstliches Einfallen beobachtet wird. Ein und derselbe Zug erweist sich also im äussersten N. als ziemlich regelmässige flache Mulde, geht dann über in eine gewöhnliche Synklinale, um noch weiter südlich eine durchaus isoklinale überschobene Mulde zu bilden.

Das Białathal erscheint von Grybów bis zur Kartengrenze als Längsthal, nur südlich von Kązlowa bis nördlich von der Einmündung des Binarczower Baches treten Magurasandsteine an das linke Ufer der Biała, ohne auf das rechte hinüber zu gehen. Es sind die Sandsteine, die einerseits mit dem Jaworz-Postawnezug in Verbindung stehen, andererseits gegen den Unterlauf des Pająkabaches zu streichen. In Binarczowa und Florynka greifen bunte Schiefer und Inoceramenschichten ziemlich weit in das Terrain der Magurasandsteine ein. In Brunary ist ein Auf bruch von Inoceramenschichten zu verzeichnen und zwischen Brunary und Florynka ist eine kleine Insel von Magurasandstein.

---

[1]) Das Längsthal des Ropaflusses setzt sich ununterbrochen nach SO. fort, der dasselbe durchziehende Fluss führt den Namen Zdynia.

In Brunary wyżnie spaltet sich der Aufbruch der bunten Schiefer, welche einestheils über den Sattel von Czerna in's Ropathal nach Hańczowa streichen, anderntheils im Hauptthal nach Stawisza ziehen. Beide Züge treten in Hańczowa wieder zusammen und umschliessen so die etwa 8·3 Kilometer lange und 2·2 Kilometer breite Sandsteinmulde der Berge Stawisza, Berdiów wierch, Jaworynka, Dzielec.

Im Ropathale spaltet sich der Aufbruch der bunten Schiefer in drei Züge, von denen der nördlichste in Łosie ziemlich tief in die Sandsteinzone von Bielanka-Łysa góra eingreift und dann über den Sattel zwischen Łosie und Łeszczyny nach Leszczyny, Nowica und Przysłóp zieht und hier sein Ende erreicht. In Leszczyny und Nowica brechen Inoceramenschichten mächtig entwickelt auf. Die Beobachtungen, welche ich hier am W.-Ende von Leszczyny und in Nowica machen konnte, zeigen, dass die secundär gefalteten Ropaschichten, in denen hier auch Inoceramen gefunden wurden, im N. von nordöstlich fallenden bunten Schiefern überlagert werden. Die darauffolgenden Magurasandsteine der Magura od Haynego, deren Schichtenfall leider hier, wo keine tiefen Einrisse vorhanden sind, nur unsicher erkennbar ist, scheinen ebenfalls unter der Kammhöhe nach N. zu fallen, doch wurde einmal auch ein Einfallen nach S. beobachtet (in Nowica). Die vorhandenen Beobachtungen sprechen also hier für regelmässigen Faltenbau.

Der mittlere Aufbruchszug verlässt das Ropathal auch in Łosie, da wo die Ropa aus dem Durchbruche des Uboczzuges heraustritt. Er bildet eine sehr schmale südöstlich nach Kunkowa streichende Zone, welche sich hier mit dem Aufbruche von Leszczyny vereinigt. Der südliche Zug bunter Schiefer endlich erstreckt sich von Wawrczka und Wóla nach Klimkówka und bildet hier zugleich die Basis des Homolazuges. Noch vor Uscie ruskie treten die drei Aufbrüche zusammen. Zwischen diesen Schieferzonen liegen 2 Magurasandsteinmulden, von dem die nördliche zwischen Łosie und Leszczyny-Kunkówa gelegene kürzer ist, als die südliche, welche durch den schmalen, landschaftlich ausserordentlich scharf hervortretenden Zug des Ubocz und Szczob gebildet wird. Der letztere wird an zwei Stellen durchschnitten, von der Ropa zwischen Łosie und Klimkówka und durch die Przysłopa. Am nördlichen Ende des Ropadurchbruches fallen die Schichten nach SSO., sonst durchaus nach SW., im Przysłopadurchbruch sind die Schichtköpfe im Bachbette weithin blossgelegt, die südwestliche Fallrichtung lässt sich aber trotzdem nur schwer erkennen, da hier die Zusammensetzung des Magurasandsteins eine derart massige ist, dass die Schieferlagen, die sonst am sichersten die Fallrichtung markiren, ganz fehlen und ausserdem Cleavageflächen vorhanden sind, welche von WNW. nach OSO. verlaufen und eine falsche Schichtung mit dem Einfallen nach NO. vortäuschen. Auch diese Mulde ist daher als überschoben zu betrachten.

In Uscie ruskie reicht der Aufbruch der älteren Schichten bis zu den cretacischen Inoceramenschichten, welche an beiden Ufern der Ropa und Zdynia von Uscie ruskie bis Kwiatoń, Skwirtne und Smerekowiec zum Vorschein kommen. Von Kwiatoń stammt das grösste in den Ropaschichten bisher (durch Dr. Szajnocha) aufgefundene Exemplar von *Inoceramus sp.* und der einzige leider specifisch nicht bestimmbare Ammonit (*Phylloceras sp.*) dieser Schichten. Das Band von bunten

Schiefern, das sich gegen SW. über die Inoceramenschichten von Uscie-Kwiatoń legt, um seinerseits die Basis der Magurasandsteine des Homolazuges zu bilden, ist sehr schmal. Oestlich von Uscie-Kwiatoń dagegen nehmen die bunten Schiefer unter Vorherrschen flacher Lagerung eine weite, bis unterhalb der Kwaśna góra sich erstreckende Fläche ein und ziehen mit ebenfalls beträchtlicher Breite gegen Gładyszów und Smerekowiec. Ihre Zusammensetzung, sowie ihre bald gebirgswärts gerichtete, bald entgegengesetzte, stets aber flache Lagerung lässt sich am besten in dem Thale erkennen, welches zur alten Glashütte (Stara Huta) führt. Auf die Inoceramenschichten folgen die bunten Schiefer, welche hier sehr zahlreiche grüne Sandsteine enthalten und hier und da schon Anklänge an die südlichere Entwicklung der Beloveszaschichten zeigen, indem sich das grelle Roth und Bläulichgrün, das diese Schichten in ihrer typischen Form kennzeichnet, verliert und der mehr unbestimmten, schmutziggrünlichen und gelblichen Färbung der Beloveszaschichten weicht. Südlich von der Glashütte erscheinen bankige oder plattige Sandsteine mit schwärzlichen Schiefern, welche vielleicht schon in das Niveau der Magurasandsteine zu stellen sind. Als Magurasandstein wurden auch die ziemlich schieferigen Sandsteine aufgefasst, welche den schlecht aufgeschlossenen Rücken der Kwaśna góra nördlich von der Glashütte bilden und sich ostwärts gegen Gładyszów-Wirchne fortsetzen. Dort sind die Schichten im Gładyszower Bach ziemlich gut aufgeschlossen; man beobachtet hier grobbankige, öfter auch dünnbankige, grünliche und graue Sandsteine in Wechsellagerung mit ziemlich mächtigen schwärzlichen oder grünlichen Schiefern, hier und da auch bläulichen Schiefern und Sandsteinschiefern, die petrographisch weder mit den echten Magurasandsteinen noch mit den bunten Schiefern oder Beloveszaschichten übereinstimmen. Da sie indessen manchen schieferigen Partien der Magurasandsteine doch näher stehen wie den bunten Schiefern, wurden sie auf der Karte als Magurasandsteine verzeichnet, womit auch die Lagerungsverhältnisse im Allgemeinen in Einklang stehen. Erst auf der Höhe von Wirchne, Krywa und Banica, welche die Fortsetzung des Kammes der Magura małastowska und zugleich die Wasserscheide zwischen Wisloka und Ropa bildet, erscheinen etwas typischere, aber keineswegs sehr massige Magurasandsteine.

Das Bergland östlich von der Ropa bis zur Ostgrenze des Kartenblattes Grybów-Gorlice (mit den Localitäten Siary, Męcina mala und wielka, Rychwald, Przegonina Małastov etc.).

Die bunten Schiefer, welche unterhalb der Łysa-, Miastka- und Bartnica góra von Ropa nach Ropica polska streichen, setzen den südlichen Theil dieser Localität zusammen, deren nördlicher aus „oberen Hieroglyphenschichten“ besteht. In den bunten Schiefern herrschen hier Sandsteinlagen vor, die häufig 1—3 Decimeter Mächtigkeit haben und eine weniger dunkle Färbung zeigen, wie sonst. Ueber den niederen Bergrücken nordöstlich von der Bartnica setzen sich diese Schichten nach Siary fort, welche Localität wieder durch einen Aufbruch von petrolführenden Inoceramenschichten ausgezeichnet ist.

Die Inoceramenschichten dieser Localität sind sehr typisch entwickelt und haben schon zahlreiche, leider meist fragmentäre Inoceramen geliefert. Sie nehmen beide Thalgehänge ein, zeigen zahlreiche secundäre Faltungen und werden nach Süden zu von südlich fallenden bunten Schiefern überlagert, welche eine grobkörnige Bank enthalten, die nach H. Walter und E. v. Dunikowski Nummuliten enthalten soll. Darüber liegen südlich fallende, vorwiegend massige, doch hier und da auch schieferige Magurasandsteine, die sich wie überall schon durch das steile Ansteigen des Terrains bemerkbar machen (s. Taf. II, Prof. III). Die bunten Schiefer sind es auch, welche die Höhe zu beiden Seiten des Siarythales zusammensetzen und den Aufbruch von Siary von seiner östlichen Fortsetzung, dem Autbruch von Sękowa und Ropica ruska trennen.

Die Schichtfolge im mittleren und südlichen Theile von Siary ist daher ganz regelmässig und klar, weniger gilt dies vom nördlichen Theile. Da wo der Waldesrand an das rechte Ufer des Baches heranreicht, sollte man bunte Schiefer erwarten. Statt dessen erscheinen hier plattige und grobbankige, seltener krummschalige Sandsteine mit SW.-Fallen, es folgen mürbe dünnplattige Sandsteinschiefer mit grossen Glimmerblättchen, graue Mergelschiefer mit zahlreichen Fucoiden, einzelne ziemlich mächtige Bänke von grauem, grobkörnigem, mürbem, glimmerreichem Sandstein, und krummschalige Sandsteine. Noch weiter nördlich bei der Raffinerie erscheinen dunkelgrüne, bläuliche und schwärzliche blätterige Schiefer mit dünnen Sandsteinlagen. Die erstbeschriebenen plattigen Sandsteine, Fucoidenmergel etc. wird man wohl am besten noch zu den Inoceramenschichten ziehen, während die letzteren als Stellvertreter der bunten Schiefer betrachtet werden können. Noch weiter nördlich folgen gegen Sękowa zu obere Hieroglyphenschichten, deren bereits früher Erwähnung geschehen ist.

Verfolgt man das Siarkathal noch weiter südlich, so trifft man nach den südlich fallenden Magurasandsteinen nordöstlich fallende Sandsteine an, unter denen in Rychwald abermals Ropaschichten hervortreten, die auch hier Inoceramen geliefert haben. Die bunten Schiefer konnte ich hier nicht mit genügender Sicherheit verfolgen, auch H. Walter und v. Dunikowski geben hier keine bunten Schiefer an, doch scheint mir der Umstand, dass die Magurasandsteine nördlich von Rychwald nach N. einfallen, also eine regelmässige Faltenbildung vorausgesetzt werden kann, dafür zu sprechen, dass doch eine, wenn auch nicht typische Vertretung dieses Horizontes anzunehmen sei.

Der Aufbruch von Siary setzt sich östlich nach Sękowa fort, wo die Inoceramenschichten ebenfalls zu Petrolbohrungen Veranlassung gegeben haben. Auch sie werden im Süden von bunten Schiefern überdeckt, welche unterhalb der Rychwaldska góra fortziehen und das Sękowathal nördlich von der Brücke erreichen, mit welcher die Landesstrasse vom linken auf das rechte Ufer übersetzt. In Sękowa tritt eine Spaltung des cretacischen Aufbruches ein, indem sich die Inoceramenschichten mit den begleitenden bunten Schiefern einestheils nach OSO. gegen die Gegend Szczoby am rechten Ufer der Sękówka, andererseits gegen ONO. nach Klein-Męcina [1]) fortsetzen.

[1]) Zu unterscheiden von Męcina bei Limanowa.

In Klein-Męcina sind die Inoceramenschichten im Męcinskabache aufgeschlossen. Nördlich von denselben liegen bunte Schiefer, die man beispielsweise am Ausgange des Męcinskabaches sehen kann. Noch weiter nördlich folgen bei der Sękowkabrücke obere Hieroglyphenschichten als Fortsetzung derselben Schichten im nördlichsten Theile von Siary. Die Inoceramenschichten des Klein-Męcinabaches, welche auch Fragmente von Inoceramen geliefert haben, zeigen in ausgeprägter Form die Facies der sogenannten „oberen Ropiankaschichten". Sie bestehen aus ziemlich dickbankigen, festen, kalkarmen, nur schwach krummschaligen, grünlichen Sandsteinen, die nur spärliche Schieferzwischenlagen aufweisen. Diese Schichten, die hier eine grosse Mächtigkeit besitzen, lassen sich im Bache bis östlich von der Einmündung des Hawrilakbaches verfolgen, wo dann wieder unterhalb der Góra pod trąbą bunte Schiefer erscheinen.

Die ostwärts vom Klein-Męcinerbache gelegene Niederung von Gross-Męcina und Wapienne besteht bis an die höher ansteigenden bewaldeten Magurasandsteinrücken aus bunten Schiefern in Verbindung mit oberen Hieroglyphenschichten. Die letzteren herrschen mehr im nördlichen Theile vor, während im Süden an der Basis der Magurasandsteine ausschliesslich bunte Schiefer entwickelt sind. Wie überall wo die letzteren mit der Facies der oberen Hieroglyphenschichten in Verbindung treten, zeigen die letzteren auch hier eine Facies, die lebhaft an die Inoceramenschichten erinnert. Trotzdem sind gewisse Unterschiede unverkennbar, die petrolführenden Sandsteinschiefer von Męcina wielka, welche von anderer Seite als Inoceramenschichten aufgefasst wurden, sind dünnschichtiger, weniger krummschalig und weniger kalkreich, die zwischenlagernden Thone weniger lebhaft gefärbt als bei den echten Inoceramenschichten. Da nun in Męcina wielka Inoceramen nicht aufgefunden wurden, und die petrographische Ausbildung der Schichten mehr für die oberen Hieroglyphenschichten zu sprechen scheint, so glaube ich hier keinen cretacischen Aufbruch verzeichnen zu sollen.

Die alttertiären Schiefer von Męcina wielka enthalten Menilitschiefereinlagerungen, die an zwei Stellen beobachtet wurden, auf einer Bergwerkshalde im östlichen Theile der Anlage und im Westen des Dorfes, da, wo die beiden Wege zur Bohranlage im Hawrilakbache (Męcina mała) von der Dorfstrasse sich abzweigen. Man sieht hier deutlich aufgeschlossen eine etwa 2—3 Meter mächtige, nördlich fallende Lage von hellchocoladefarbenem, blätterigem, gelbbeschlagenem Menilitschiefer; darüber und darunter dieselben grauen Thone und dünnschichtigen Sandsteinschiefer, wie sie auf den Halden der Naphtaschächte zu sehen sind. Ohne Zweifel bilden hier die Menilitschiefer regelmässige Einlagerungen und beweisen zugleich, dass die betreffenden Schichten von Męcina in der That alttertiär und nicht cretacisch sind. Interessant ist ferner der Umstand, dass die Menilitschiefer hier nicht die Facies der Grybówer Schiefer zeigen, wie sonst überall, wo Menilitschiefer den bunten Schiefern eingelagert sind, sondern jene Facies, die im Gebiete der oberen Hieroglyphenschichten herrschend ist.

Eine ähnliche Einlagerung von Menilitschiefer ist auch in Męcina mała im oberen Theile des Hawrilak zu sehen. Im mittleren Theile

dieses Bachrisses glaube ich einen Aufbruch von Inoceramenschichten verzeichnen zu sollen.

In Wapienne greifen die bunten Schiefer nach SO. tief in das Gebiet der Magurasandsteine unterhalb Lasy dominikalne ein, ähnlich in der Gegend Węgliska südlich von Rozdziele und streichen verbunden mit oberen Hieroglyphenschichten gegen Bednarka und Folusz nach O., wo abermals eine Einlagerung von Menilitschiefer in genau derselben petrographischen Entwicklung, wie in Męcina, nur mit etwas grösserer Mächtigkeit zum Vorschein kommt. Auch die oberen Hieroglyphenschichten im Foluszer Bache entsprechen ganz den naphtaführenden Schichten von Męcina wielka. Ohne Zweifel hat man die Menilitschiefer von Folusz, welche am Nordfuss des Saros-Gorlicer Gebirges weithin als zusammenhängendes Band verfolgt wurden, als Fortsetzung des Męcinaer Vorkommens zu betrachten, wenn auch der directe Zusammenhang an einzelnen Stellen unterbrochen ist. Dass das Schieferterrain von Męcina nach N. durch die von WSW. nach ONO. streichenden Ciężkowicer Sandsteine der Góra pod trąbą und der Dubnakowa góra begrenzt wird, ist schon im Vorhergehenden besprochen worden.

Der südliche Zweig des cretacischen Aufbruches von Ropica ruska setzt sich ostwärts vom Sekowa- oder Przegonkabache in die Gegend Szczoby fort, keilt sich aber hier bald aus, während die begleitenden bunten Schiefer ununterbrochen nach SO. gegen Pstrązne ziehen. Sie deuten im Terrain eine schmale Niederung an, welche im N. und S. von höheren Magurasandsteinbergen begrenzt wird. In dieser Niederung nehmen drei Bäche, der von Szczoby, der von Pstrązne und ein dazwischen gelegener namenloser Bach ihre Entstehung. Der erstere verläuft gegen Ropica ruska ausschliesslich im Terrain der bunten Schiefer, doch dem Sandstein genähert, während die beiden anderen in der sumpfigen Niederung der bunten Schiefer ihren Ursprung nehmen, dann aber die südlich fallenden massigen Magurasandsteine durchbrechen. Auf den Karten (1:75.000 und 1:25.000) ist diese schwache Längsniederung mit dem Punkte 501 bezeichnet.

In der nächsten Umgebung des Sattels 501 sind die bunten Schiefer deutlich aufgeschlossen, ebenso in Pstrązne und weiter östlich in Bodaki und Przegonina. Die Lage des Sattels 501 wurde nicht allein deshalb ausführlich beschrieben, weil die Herren H. Walter und E. v. Dunikowski die Fortsetzung des Aufbruches von Ropica ruska gegen SO. in Abrede gestellt haben, sondern hauptsächlich, weil dadurch die Verbindung von Ropa und Ropianka hergestellt erscheint.

Von Przegonina ziehen die bunten Schiefer nach Bartne. Dort gewinnt der Aufbruch bedeutend an Breite, es erscheinen hier auch die Inoceramenschichten, welche sich nach Swiątkowa forterstrecken (Blatt Jaslo-Dukla). Wie ich schon bei einer anderen Gelegenheit erwähnt habe, streicht diese Aufbruchszone, die bald nur bis zu den alttertiären bunten Schiefern, bald bis zu den cretacischen Inoceramenschichten reicht, von Swiątkowa nach Desznica, von da nach Myscowa und Ropianka, so dass man in der That den Aufbruch von Ropa und den von Ropianka als verbunden betrachten kann.

In Bartne empfängt der Przegonkabach einen Zufluss von SW., welcher zuerst über den bunten Schiefern SW.-fallende Magurasand-

steine blosslegt, dann aber nochmals bunte Schiefer aufschliesst, welche einen schmalen von NNW. nach SSO., fast S. streichenden Aufbruch unterhalb des Dziamerarückens bilden. Wendet man sich von da südwärts nach Banica, so trifft man nach Verquerung des Magurasandsteines abermals bunte Schiefer an, die im oberen Theile von Banica einen zweiten fast nordsüdlich gestreckten, schmalen Aufbruch zusammensetzen. Ein ähnliches Vorkommen kennt man weiter östlich, wo von demselben Hauptaufbruche im östlichen Theile von Bartne ein Zweigaufbruch nach Wolowiec in SSO.-Richtung abgeht. Nur erscheint bei letzterem die trennende Zone von Magurasandstein denudirt.

Die Aufbruchszone von Męcina und die von Ropica-Bartne werden von einander durch mächtige Magurasandsteinmassen getrennt, die die Fortsetzung der Magura Wątkowa bilden, sich gegen W. allmälig verschmälern und endlich zwischen Szczoby und Męcina mała auskeilen. Eine ebenso mächtige Entwicklung von Magurasandsteinen trennt den Aufbruchszug Siary-Bartne von den Aufbrüchen des Ropathales. Es ist dies der Zug der Magura małastowska und Magura od Haynego, welche gegen W. in der Łysa góra bei Ropa ihr Ende findet. Ausser dem cretacischen Aufbruch von Rychwald und den alttertiären Aufbrüchen von Bartne S. und Banica kennt man nur in Pętna am östlichen Thalgehänge eine Schieferzone, die wohl auch als den bunten Schiefern angehörig betrachtet werden darf. Auf den Halden ehemaliger Naphtaschächte sieht man hier Spuren von rothem Thon, kieselige und grünliche Sandsteine, welche hier mächtigere Bänke mit weniger Schieferlagen zu bilden scheinen, wie dies sonst wohl der Fall ist. Die Zone alttertiärer bunter Schiefer ist hier jedenfalls sehr schmal und zieht von SO. nach NW. In der Thalsohle von Pętna sind Magurasandsteine entwickelt, jedoch nicht von massiger, sondern vorwiegend schieferiger Facies: graue, harte, prismatisch zerklüftete grobbankige Sandsteinbänke wechseln mit grünlichen, schüttigen Schiefern. Die ganze Höhe der Magura, über welche die Strasse Gorlice-Bartfeld führt, scheint von einer ziemlich schieferreichen Magurasandsteinentwicklung eingenommen zu sein, die sich, wie schon erwähnt, namentlich gegen Gladyszów bemerkbar macht. Die massige Entwicklung der Magurasandsteine herrscht namentlich im nördlichen Theile dieses Zuges, wie in der Miastka, der Bartnica und Rychwaldska góra, im Brasyrücken und der Gegend von Dragaszów bis Przegonina. In dieser Zone fanden H. Walter und L. Szajnocha bei der Brücke über die Małastówka am nördlichsten Ende des Dorfes Małastów die *Alveolina Bosci (syn. longa Czizek)*.

Das Bergland im Gebiete des Kartenblattes Bartfeld-Muszyna (Zone 8, Col. XXIV) und im westlichsten Theile des Kartenblattes Duklapass (Zone 8, Col. XXV).

Das Bergland besteht in dem genannten Gebiete aus denselben Schichtgruppen, die in der Grybów-Gorlicer Gegend ausgeschieden wurden, nur machen sich in ihrer Zusammensetzung bereits gewisse Veränderungen geltend. Am unbedeutendsten sind dieselben beim jüngsten Gliede, dem Magurasandstein, der nur im südöstlichen Theile des Blattes, zwischen Bartfeld und Zboró insoferne verändert erscheint, als

er verwittert stets eine röthliche, bräunliche oder gelbliche Färbung annimmt, die dem Gestein ein auffallendes Aussehen verleiht.

In der Gegend östlich von Bartfeld erscheinen im Verbande der Magurasandsteine weisslichgraue fossilfreie Kalkbänke und die eigenthümlichen gelblichen und bläulichen kieseligen Schiefer von Łącko, die auch weiter westwärts bei Krynica beobachtet wurden. Ferner sind die Magurasandsteine des südlichsten Theiles des Kartenblattes durch Einschlüsse grossklastischer Gesteinselemente ausgezeichnet.

Die bunten Schiefer fehlen auch im Gebiete von Bartfeld-Muszyna nicht, doch treten sie an Bedeutung weit hinter die Beloveszaschichten zurück, welche hier die bunten Schiefer zum grössten Theile ersetzen. Unter den Beloveszaschichten, die von C. M. Paul[1]) nach dem Dorfe Belovesza bei Bartfeld benannt wurden, haben wir eine Wechselfolge von dünnplattigen, ziemlich kalkreichen, schmutziggrauen oder grünlichen Sandsteinen mit grünlichen, schwärzlichgrauen, hier und da auch gelblichen oder bläulichgrauen Schiefern zu verstehen. Die Sandsteine führen auf den Schichtflächen viele Hieroglyphen, namentlich warzenartige und zopfartige (Taonorus-) Formen und zerfallen durch die Verwitterung stets in kleine cubische oder prismatische Stückchen. Die Schiefer sind zuweilen ziemlich kieselig und zerfallen durch die Verwitterung nicht oder nur selten in Blättchen, sondern meist in kleine mugelige Stückchen. Die ersten Spuren der Beloveszaschichten machen sich bereits im südlichsten Theile des Blattes Grybów-Gorlice geltend, man macht die Wahrnehmung, dass namentlich die oberen Partien der bunten Schiefer unterhalb der Magurasandsteine diese Form annehmen. Weiter südlich greift diese Faciesveränderung in immer tiefere Niveaus, bis ungefähr südlich von der galizisch-ungarischen Grenze fast die ganze Mächtigkeit des unteren, schieferigen alttertiären Horizontes durch Beloveszaschichten gebildet wird. Die grünlichen glasigen Sandsteine der bunten Schiefer wandeln sich zu den schmutziggrünlichen, ziemlich kalkreichen Sandsteinen der Beloveszaschichten um, während die rothen und grünen Schiefer ihre lebhafte Farbe verlieren, und eine schmutzige Färbung annehmen. Der regelmässige Wechsel von Sandstein und Schiefer, die dünne und gleichmässige, bankige Schichtung, die den Aufschlüssen ein eigenthümliches, schwer zu beschreibendes gestreiftes Aussehen verleiht, ist sowohl den bunten Schiefern, wie den Beloveszaschichten gemeinsam.

Sowie die Magurasandsteine im östlichen Theile des Kartenblattes bei Bartfeld und Zboró durch röthliche Verwitterungsfärbung gekennzeichnet werden, so gilt dies in dieser Gegend auch von den Sandsteinen der Beloveszaschichten. Auch diese erscheinen verwittert oft von röthlichen Tinten überzogen. Herr Bergrath C. M. Paul betrachtet dies sogar als bezeichnend für seine Beloveszaschichten. Für die Gegend östlich von Zboró-Bartfeld, auf welche sich Paul's Untersuchungen hauptsächlich erstreckten, ist dies auch vollkommen zutreffend, dagegen gilt dies nicht mehr für das nördliche und westliche Verbreitungsgebiet der Beloveszaschichten.

Wie die bunten Schiefer durch Einlagerung von petrographisch eigenthümlichen Menilitschiefern ausgezeichnet sind, so führen auch

[1]) Jahrb. 1869, XIX, pag. 265.

die Beloveszaschichten Menilitschiefer von besonderer Ausbildung, die seit lange bekannten Smilnoschichten. Das Auftreten derselben ist jedoch ein ebenso vereinzeltes, wie das der ersteren Menilitschiefer.

Ausserdem verbinden sich an mehreren Stellen mit den Beloveszaschichten verschiedene heteropische Bildungen von untergeordneter Bedeutung, welche später Erwähnung finden werden. Davon sind am wichtigsten bankige, graue Sandsteine mit Kohlenbrocken, welche den bei Orlo im südlichen Klippenzuge entwickelten Schichten sehr ähnlich sind.

Nur die tieferen Partien der alttertiären Schiefer zeigen im Herrschgebiete der Beloveszaschichten eine Entwicklung von bunten Schiefern. In einzelnen Gegenden wie z. B. östlich von Zboró ist die räumliche Ausdehnung derselben sogar ziemlich beträchtlich. Auf der Karte wurden die bunten Schiefer von den eigentlichen Beloveszaschichten nicht getrennt, die beschränkte Aufnahmszeit reichte zu dieser Arbeit nicht aus. An einzelnen Punkten treten unter den bunten Schiefern noch bläuliche oder grünliche Schiefer und Kalksandsteine hervor, die man füglich als Inoceramenschichten betrachten kann, obwohl in diesem Gebiete noch keine Inoceramen gefunden wurden. Sie unterscheiden sich von den echten Inoceramenschichten namentlich dadurch, dass die Sandsteine weniger mächtig sind und keine so ausgesprochen krummschalige Textur besitzen. Nachdem nun auch die bunten Schiefer zuweilen vorwiegend bläuliche und grünliche Färbung zeigen und deren Sandsteine ebenfalls ziemlich kalkreich sein können, ist die Ausscheidung der Inoceramenschichten bei dem Mangel der bezeichnenden Versteinerungen sehr schwer und es ist nicht unwahrscheinlich, dass man eine grössere Anzahl von cretacischen Aufbrüchen in dieser Gegend constatiren wird, als auf der Karte verzeichnet werden konnten.

Die Schichtfolge, welche hier für den südlichen Theil des Berglandes in Galizien und den angrenzenden Theil des Saroser Comitates angenommen wurde, stimmt demnach in der Hauptsache mit der Schichtfolge, welche Bergrath Paul für das Saroser Comitat im Jahre 1868 aufgestellt hat, überein. Auch Bergrath Paul nennt zu unterst die Ropianka- (Inoceramen-) Schichten, darüber die Beloveszaschichten, die Menilitschiefer und endlich als jüngstes Glied die Magurasandsteine. Nur insoweit besteht eine Abweichung, als ich den Menilitschiefern keine feste Stellung zuweise, sondern sie als Facies betrachten muss, die in beiden Hauptabtheilungen des Alttertiärs vorkommen kann. Was ferner Herr Bergrath Paul im Saroser Comitate als Ropiankaschichten ausscheidet, dürfte sich mit den Inoceramenschichten nicht an allen Punkten decken, indem derselbe hier und da wohl auch bunte Schiefer in seine Ropiankaschichten einbezogen zu haben scheint, ein Vorgang, der nach dem begreiflich ist, was oben über die Schwierigkeit, diese Bildungen von einander in diesem Gebiete zu trennen, gesagt wurde. Ich schreite nun zur topischen Beschreibung, bei welcher ich vom NO. des Blattes ausgehen werde.

Der im Vorhergehenden beschriebene Aufbruch des Ropathales zieht einestheils über Smerekowiec, Zdynia und Konieczna, anderntheils über Skwirtne, Nizny- und Wyzny Regietów zur ungarischen

Grenze. In dem ersteren Zuge sind die Aufschlüsse mangelhaft. Das bemerkenswertheste Vorkommen in der Gegend von Zdynia (guter Aufschluss bei der Schule) sind plattige, seltener krummschalige graue, ziemlich mürbe, glimmerreiche, feinkörnige Sandsteine, in Bänken von $^1/_6$—1 Meter Mächtigkeit mit Zwischenlagen von grauen, dunkelgrünlichen und schwärzlichen, schüttigen Schiefern. Die Sandsteine führen auf den Schichtflächen undeutliche Trümmer schilfartiger Pflanzenreste und Kohlenbrocken und haben eine grosse Aehnlichkeit mit den alttertiären Sandsteinen, die bei Orlo in der südlichen Klippenlinie entwickelt sind. Diese Sandsteine konnten noch an einzelnen anderen Stellen nachgewiesen werden. Von Konieczna setzen sich die alttertiären Schiefer über den Grenzsattel nach Ondavka, F. Polyanka, Varadka, Al. Polyanka und Mirossó in südöstlicher Richtung fort.

Besser aufgeschlossen ist der zweite Zug Skwirtne-Regietów, der ebenfalls den Grenzsattel zwischen Regietów und Regetö überschreitet und von letzterer Oertlichkeit gegen Becheró, Komlósa und Zboró streicht. In Wyzny Regietów sind die Beloveszaschichten in der Gegend Perehiba unterhalb der Magurasandsteine der Jaworzynka mit SW.-Fallen sehr gut aufgeschlossen. Darunter treten im Bache Kalksandsteine mit blauen Schiefern und rothe Thone hervor mit zahlreichen secundären Faltungen und Knickungen. Die Kalksandsteine sehen hier den Inoceramenschichten sehr ähnlich, ihre Verbindung mit rothen Thonen scheint aber der Annahme, dass man es hier mit Inoceramenschichten zu thun habe, entgegenzustehen. Leider gelang es mir nicht, bezeichnende Fossilien aufzufinden, es muss daher fraglich bleiben, ob man hier einen Aufbruch von Inoceramenschichten, in deren Zusammensetzung auch rothe Thone eintreten, anzunehmen habe oder nur alttertiäre Schichten eintragen soll. Ich entschied mich auf der Uebersichtskarte für die erstere Annahme.

Die beiden Schieferzüge Zdynia-Polyanka und Skwirtne-Regetö sind von einander durch die Magurasandsteinmassen des Beskidek, Dzial, Dzielec, Ratunda, Banne und Jaworzyna getrennt. Am Beskidek ist die Entwicklung der Magurasandsteine ziemlich stark schieferig. Die Fortsetzung dieser Sandsteine gegen SO. bildet der auffallend gestaltete und steile Smilno vrch, als dessen Ausläufer der Kastelik vrch und die Jackova hora bei Polyanka zu betrachten sind. Da die letzteren vom Smilno vrch durch den tiefen Einschnitt des Ondavathales getrennt sind, in welchem die unterlagernden Schieferbildungen zu Tage treten, so erscheint der Smilno vrch fast nach allen Richtungen von Schiefern umgeben. Nur im nordöstlichen Theile scheinen die Sandsteine desselben mit dem Beskidek in ununterbrochener Verbindung. Die Unterlage der Magurasandsteine bilden typische Beloveszaschichten. Solche sieht man deutlich aufgeschlossen in Varadka, in Polyanka, Jedlinka, Niklowa, Komlósa. Unterhalb derselben treten dagegen bunte Schiefer auf, die namentlich in beiden Armen des Rakovecbaches östlich von Zboró in ausgedehnter Weise der Beobachtung zugänglich sind. Einzelne Partien zeigen bläuliche Schiefer mit dünnplattigen Sandsteinen mit Spathadern. Man könnte dieselben den Inoceramenschichten zustellen, obwohl die Sandsteine weniger oder gar nicht krummschalig und viel weniger mächtig sind, wie bei den Inoceramenschichten Mir scheint der Charakter der

Sandsteineinlagerungen für die Zugehörigkeit zum Alttertiär zu sprechen. Daneben erscheinen bunte Schiefer, die fast genau dieselbe Beschaffenheit zeigen, wie im nördlichen Theile des Berglandes, nur sind die Sandsteine derselben kalkreicher, nicht so lebhaft grünlich gefärbt, wie die flaschengrünen glasigen Sandsteine der genannten Gegend. Es ist eben darin eine Annäherung an die Facies der Beloveszaschichten gegeben.

Oestlich vom Rakovec kommen in der Ortschaft Smilno die Smilnoschiefer und Hornsteine zum Vorschein. Sie bilden eine durch Schottersteinbrüche gut aufgeschlossene kleine ziemlich flache, isolirte Kuppe. Die Schichten des Smilnoschiefers fallen nach NO. ein, lassen aber an keiner Stelle eine Verbindung mit den Beloveszaschichten erkennen. Ihr äusseres Auftreten, ihre isolirte Stellung wäre mit der Annahme transgredirender Lagerung, deren Möglichkeit ich in einer früheren Arbeit hervorgehoben habe, ganz gut vereinbar; ein bald zu beschreibender Aufschluss in Niklowa zeigt aber, dass die Smilnoschiefer ebenso wie die übrigen Menilitschiefer nur als heteropische Einlagerungen zu betrachten sind.

Südöstlich von der ersten Insel der Smilnoschiefer beim Dorfe Smilno treten aus den umgebenden Beloveszaschichten die Kuppen der Krzeminkaberge hervor, welche ebenfalls aus schwarzen Smilnoschiefern bestehen, denen sich aber sehr harte kieselige Sandsteine zugesellen, die mit schwarzen Schiefern wechsellagern. Diese Sandsteine sind namentlich gegen Czigla zu stark entwickelt, wo sie den Obiczberg zusammensetzen. Sie sind grau bis weiss gefärbt, geben beim Anschlagen mit dem Hammer einen hellklingenden Ton und zerfallen verwittert in prismatische Stücke. Die Schiefer sind weniger kieselig, wie die Smilnoschiefer, erscheinen häufig röthlichgelb überzogen und enthalten theils dünne, äusserst feste, fast hornsteinartige Sandsteinbänkchen, die in cubische Stückchen zerfallen, theils mehr krummschalige Sandsteinschiefer mit Hieroglyphen auf den Schichtflächen, die mit schwarzen Schieferhäuten überzogen sind. Diese Schiefer entsprechen ohne Zweifel den Smilnoschiefern, während die Sandsteine, die gegen das Hangende besonders vorwiegen, als Magurasandsteine anzusprechen sind. Es liegt hier derselbe Fall vor, wie bei Klęczany, wo die mit Menilitschiefer in Verbindung, theilweise sogar (Marcinkowice) in Wechsellagerung stehenden Magurasandsteine eine geänderte Beschaffenheit besitzen, wie die Magurasandsteine im Hangenden der bunten Schiefer. Wie in Marcinkowice die Scheidung von Menilitschiefern und Magurasandsteinen ziemlich schwierig ist, so auch hier in der Gegend der Krzemienkiberge zwischen Smilno und Czigla.

Das Einfallen dieser Sandsteine und Schiefer ist nach SW. bis S. gerichtet. Die weitere östliche Fortsetzung dieser Sandsteine bildet der Kamm der Pohorila, Krasna hora und des Spaleni vrch, der nicht mehr in das Bereich meiner Arbeiten fiel.

Im Ondavathal bei Niklowa treten wieder bunte Schiefer und Beloveszaschichten hervor, welche sowohl im Hauptthale, wie im Jarek nach N. bis NO. einfallen. In dem grössten der Wasserrisse, welche vom Kasztelik südlich von der Ortschaft Niklowa in's Ondavathal eintreten, wurden zu unterst hellbläuliche Schiefer mit dünnen,

kalkreichen Sandsteinbänkchen beobachtet Darauf folgt eine nur wenige Meter mächtige Einlagerung typischer Smilnoschiefer mit Hornsteinen und Sandsteinbänken, flach nördlich unter den Kasztelik einfallend. Darüber erscheinen rothe und abermals hellbläuliche Schiefer mit dünnen Sandsteinbänken, die auffallender Weise mit einer ähnlich weichen, weissen thonig-kieseligen Substanz überzogen sind, wie manche Hornsteine der Menilitschiefer von Grybów und Ropa. Endlich folgen Beloveszaschichten und die Magurasandsteine des Kasztelik. An dieser Stelle kann wohl kein Zweifel darüber obwalten, dass die Menilitschiefer in der That eine Einlagerung in den bunten Schiefern, beziehungsweise Beloveszaschichten bilden.

Die dritte Hauptaufbruchszone des Kartenblattes Bartfeld-Muszyna ist die von Hanczowa, Wysowa und Blechnarka. Sie ist die Fortsetzung der Aufbruchszone des Bialathales, welche sich, wie schon erwähnt, bei Brunary wyżne in zwei Züge spaltet, von denen der eine über Czarna, der andere über Stáwisza das Ropathal erreicht, wo bei Hanczowa eine Vereinigung beider Züge stattfindet. Die Biala verlässt bei Snietnica den Längsaufbruch und schneidet sich in den südwestlich folgenden Magurasandsteinzug ein.

In Hanczowa, wo man einen Aufbruch von Inoceramenschichten verzeichnen kann, tritt eine abermalige Spaltung des Aufbruches ein. Die Beloveszaschichten folgen einestheils dem Hauptthale der Ropa nach Wysowa, anderntheils ziehen sie in das Maliczathal und von da ebenfalls nach Wysowa, so dass dadurch wieder eine schmale Magurasandsteinmulde, die des Gródek und Dzial, individualisirt wird. In Wysowa tritt zum Hauptaufbruche noch eine dritte schmale Schieferzone hinzu, welche von Wysowa nach Ropki und von da nach Czertyżne verfolgt werden kann und vom Aufbruche von Stawisza durch den schmalen, linearen Magurasandsteinkamm des Las Bziany und der Siwejka getrennt ist. In Czertyżne dürfte das Auskeilen dieses Zuges erfolgen, da im Bialathale weiter westlich nichts davon bemerkt werden konnte.

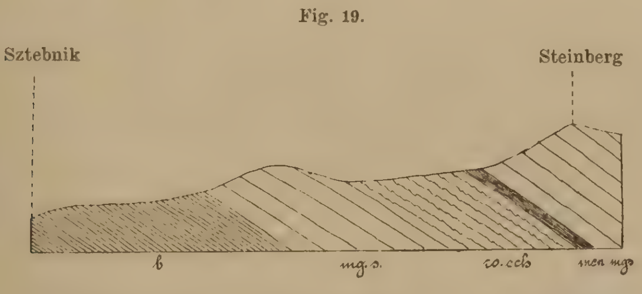
In Wysowa treten Kalksandsteine mit bläulichen Schiefern auf, die man mit einigem Recht zu den Inoceramenschichten stellen darf. Aus diesen Schichten treten die interessanten Mineralquellen von Wysowa hervor. In Blechnarka wurden nur Beloveszaschichten beobachtet, welche über die Wasserscheide nach Stebnik übergehen und sich hier mit dem breiten Aufbruch von Zboró verbinden.

Die Sandsteinzone, welche den Aufbruch Stebnik-Wysowa von dem Aufbruch von Skvirtne-Regető trennt, ist an ihrem Ostende zwischen Stebnik und Regető senkrecht auf das Streichen gemessen etwa 3·6 Kilometer breit, sie besteht daselbst aus den Kämmen Pavlovica, Suchy vrch, Sękowka und Palikowka auf ungarischem, aus den Berghöhen Wysowa, Czarnydial und Jaworynka auf galizischem Gebiete. Von da an verschmälert sich dieser Zug aus dem Kożie rebre, der Hanczowa und der Międzyryczna bestehend immer mehr und mehr, bis er in der Nähe der Kartengrenze im Bodny las zu der Breite von circa 160 Meter zusammenschrumpft. Von da gegen NW. tritt wieder eine Erweiterung dieses Zuges ein, den wir als Homolazug im Kartenblatte Grybów-Gorlice bereits kennen gelernt haben. Der ganze Sandsteinzug hat die Länge von circa 25·5 Kilometer.

Die Verbindung zwischen den Schiefern von Blechnarka und denen von Sztebnik erfolgt nicht längs des Hauptthales von Sztebnik, sondern südlich davon. Am Westende des Dorfes Sztebnik verlassen die Beloveszaschichten das Hauptthal und ziehen unterhalb der Höhen Stary most Peria, Pohorila zum Grenzsattel. Die Localität Sztebnik hat für die Auffassung der Schichtengruppen des Berglandes grosse Bedeutung. Herr Bergrath Paul konnte hier in normaler Folge über den Beloveszaschichten Menilitschiefer nachweisen, über denen Magurasandsteine in grosser Mächtigkeit auflagern. Damit war Gewissheit darüber erlangt worden, dass die allenthalben regelmässig auf die Beloveszaschichten folgenden massigen Sandsteine in der That oligocäne Magurasandsteine vorstellen und zugleich ein Anhaltspunkt gegeben worden, welche Stellung den Smilnoschiefern zuzuweisen sei.

Die nochmalige Begehung dieses Profils, das man gewissermassen als Normalprofil betrachten kann, ergab allerdings eine Aenderung in der Schichtfolge, durch welche jedoch die Hauptergebnisse nicht berührt werden (s. Fig. 19). Folgt man dem Wasserrisse, welcher vom Steinberge

Fig. 19.



b Beloveszaschichten, *mg s* Magurasandstein, *ro sch* rothe Schiefer, grünliche und bläuliche Schiefer und Thone, *men* Menilitschiefer.

herabkommend am Ostende des Dorfes in die Rosuczka voda mündet, so trifft man zunächst typische Beloveszaschichten mit S.- bis SW.-Einfallen an: darauf folgen massige Sandsteine, deren südöstliche Fortsetzung den Koldorinaberg bildet. Ueber den letzteren erscheinen concordant einfallend rothe Thone, dann grünliche und bläuliche Thone, als deren Beschluss, eine ungefähr 0·6 Meter mächtige Lage eines schwärzlichen, plattigen Schiefers mit vielen Melettaschuppen und anderen Fischresten bemerkbar ist. Darüber folgen abermals Magurasandsteine in grosser Mächtigkeit.

Der Unterschied gegen das Profil Paul's liegt also darin, dass letzterer die Menilitschiefer an die Basis der Magurasandsteine verlegt und deshalb den Smilnoschiefern überhaupt eine etwas höhere Stellung zuweist, wie den Beloveszaschichten, während ich hier den Menilitschiefer als Einlagerung in die untere Partie des Magurasandsteins betrachten muss. Die Magurasandsteine unterhalb des Menilitschiefers haben gegenüber denen im Hangenden derselben eine kaum in Betracht fallende Mächtigkeit; nur deshalb und in Folge der schlechten Zugänglichkeit des Wasserrisses konnten sie der Aufmerksamkeit des Herrn Paul entgehen. Wenn auch absolut genommen älter, als die letzteren,

können sie doch von denselben nicht getrennt werden, denn die trennende Lage von bunten Thonen und Menilitschiefern hat eine nur rein locale Entwicklung und verschwindet nach kurzer Erstreckung.

Wir haben hier einen jener seltenen und beachtenswerthen Fälle vor uns, wo die Magurasandsteine des Berglandes eine Menilitschiefereinlagerung zeigen. Wie im Hügellande ist dieser Menilitschiefer hier von bunten Schiefern begleitet und weist keine weithin anhaltende Entwicklung auf. Wie im Hügellande Einschaltungen der Menilitschieferfacies sowohl in den schieferigen Bildungen der oberen Hieroglyphenschichten wie in den massigen Ciężkowicer Sandsteinen vorkommen können, so treten hier die Menilitschiefer theils im Bereiche der Beloveszaschichten, theils in den Magurasandsteinen auf.

In der Gegend südlich von Zboró bis nach Zabava südlich von Bartfeld herrschen Magurasandsteine mit bald südwestlichem, bald nordöstlichem Einfallen, die hier einen breiten, mächtigen Zug zusammensetzen. Einzelne Partien sind sehr massig entwickelt, während andere, wie zwischen Neudorf und Langenau, dann in der Gegend zwischen Weinberg und Stredni potok bei Bartfeld eine bedeutende Entwicklung des schieferigen Zwischenmittels erkennen lassen. Am Wege von Bartfeld in die Gegend Subeny östlich von dieser Stadt erscheinen grobbankige Sandsteine mit jenem eigenthümlichen, gelblichen, hellgrünlichen oder bläulichen, schieferigen, mugeligen und kieseligen Zwischenmittel, welches in kleine mugelige Splitter zerfällt und eine gewisse Aehnlichkeit mit Menilitschiefer besitzt (ident mit dem Schiefer von Lacko). Als Einlagerungen in diese Schichten treten Kalkbänke von grauer bis weisser Farbe auf, die leider keine makroskopischen Versteinerungen zeigen. An einzelnen Stellen gehen diese Kalke in Kalkbreccien und kalkige Sandsteine über. Die Kalkbreccien bilden linsenförmige Einlagerungen in den beschriebenen kieseligen Schiefern. Das letztere Verhältniss ist namentlich an der Strasse nördlich vom Galgenberge deutlich zu sehen.

Die breite Magurasandsteinzone Zboró-Bartfeld erfährt sowohl gegen O. wie gegen W. durch das Eintreten zahlreicher Schieferzüge eine bedeutende Verschmälerung. So streicht von Zboró ein Schieferzug durch die Gegend Na šibje und Andrejova nach SSO, welchem die Localität Belovesza angehört. Während in Belovesza die darnach benannten Schichten den Schieferzug zusammensetzen, treten in der Nähe des Sattels zwischen Belovesza und Andrejova rothe und grünliche Thone auf, welche Mugeln von Cementkalk oder Fleckenmergel enthalten. Auch jenseits des Sattels treten rothe Thone neben Beloveszaschichten auf und die letzteren enthalten Bänke eines dunklen oder schwarzen, splitterigen, wie zerhackt aussehenden, von vielen Spathadern durchzogenen Kalksteins, der im Aussehen mit den Hornsteinen der Smilnoschiefer Aehnlichkeit hat, ferner eine Kalkmergelschieferbank, welche rothbraun verwittert, plattig bis muschelig bricht und plattig abgesondert ist. In Andrejowa erscheinen auf dem Wege nach Langenau (Hosszurét) die Sandsteine von Orlo, in derselben Entwicklung wie in Zdynia.

Westlich von der Linie Bartfeld-Zboró erscheinen die ersten Schieferaufbrüche in Rokito und Tarno im Toplathale und im Aranypatak (Zlate). Es sind dies Beloveszsachichten, die hier und da auch

rothe und bunte Schiefer enthalten. Von Rokito und Tarno ziehen diese Schichten einestheils gegen Sverzsó und Kuró und keilen sich hier bei Hrabszke im Magurasandstein aus, anderntheils streichen sie gegen Gaboltó, wo si. mit den Schieferzügen von Aranypatak zusammentreffen. Von Gabolto zweigt sich ein kleiner Aufbruch gegen Muszynka ab, während sich die Hauptschieferzone von Gabolto gegen NW. nach Pitrova und Frieska fortsetzt. Hier erfolgt eine abermalige Spaltung des Aufbruches, ein Zug streicht über die Gegend Dilec nach Mochnaczka nižnia und Mochnaczka vyžnia in Galizien, der andere über die Gegend Sumjak nach Izby, Czyrna, Piorunka und Berest in Galizien. Beide Züge verschwinden an den letztgenannten Orten zwischen Magurasandsteinen, welche hier namentlich im Höhenzuge Kotilnica-Howrilakóvka zwischen Mochnaczka und Krynica, also in der Streichungsfortsetzung von Bartfeld ebenfalls Zwischenlagen von Lačkoer Schiefer führen, wie dies bereits Herr Bergrath Paul hervorgehoben hat. [1]) Endlich wäre noch der Aufbruch von Felsö-Twaroszcza und Cigelka zu nennen, welcher bei dem ersteren Orte im Magurasandstein des Steinbergzuges auftaucht und über Cigelka nach Bieliczna streicht, wo er sich mit dem Hauptaufbruche Gaboltó-Izby verbindet. Der Cigelkaer Schieferzug steht mit dem Gaboltóer Aufbruche überdies durch das Querthal von Cigelka in Verbindung. Die Magurasandsteine des Buszów und der Lackowa erscheinen durch das Querthal von Cigelka durchschnitten, in dessen Tiefe rothe und hellbläuliche Thone mit dünnen kalkhältigen Sandsteinbänken zum Vorschein kommen. Diese Schichten, aus denen neben Säuerlingen eine mächtige muriatische Jodquelle zu Tage tritt, fallen flach unter die Sandsteinmassen des Buszow und der Lackowa ein (s. Tafel II, Profil III).

Im Cigelkabache wurden ferner lose Conglomeratstücke aufgefunden, die aus nussgrossen rothen und weissen Kieseln bestehen. Es konnte nicht festgestellt werden, ob dieselben aus dem Magurasandsteine oder den bunten Schiefern und Beloveszaschichten herstammen.

Im Dorfe Cigelka herrschen Beloveszaschichten, während auf der Passhöhe gegen Wysowa wieder bunte Schiefer zum Vorschein kommen. Der nördlichste Zug des Magurasandsteines südlich von Zboró-Sztebnik keilt sich hier am Jawor aus, setzt aber westlich vom Sattel Cigelka-Wysowa wieder an, bildet den linearen Cigelkakamm und den Ostry vrch und setzt sich weiter gegen das Białathal fort. Eine sehr merkwürdige Gestaltung zeigen die zwischen den Cigelkaer und dem Gaboltóer Aufbruche gelegenen Sandsteinmassen des Buszow und der Lackowa. Während der erstere in Folge flacher, übrigens sehr schwer erkennbarer Lagerung eine fast quadratische Sandsteinmasse bildet, besteht die Lackowa aus einem kurzen Kamme, an den sich die beiden langgedehnten schmalen, durch Beloveszaschichten getrennten Kämme der Salašika und Perihiba-Bilikamen anschliessen. In keiner Gegend treten die Grenzlinien zwischen den unteren schieferigen und den oberen massigen Schichten des Alttertiärs so scharf und auffallend hervor, wie in diesem und dem nördlich benachbarten Theile des Berglandes.

---

[1]) Verhandl. 1884, pag. 168.

Zur Zusammensetzung des Gaboltoer Aufbruches wäre zu bemerken, dass in Gabolto selbst in den unteren Partien der Gehänge bunte Schiefer erscheinen, darüber kommen Beloveszaschichten und Andeutungen der Sandsteine von Orlo. Die letzteren wurden in den Wasserrissen unterhalb des Buszow beobachtet. Westlich von Gabolto, in der Umgebung des Sattels gegen Muszynka in Galizien wurden ebenfalls rothe Thone beobachtet. In Bieliczna wurden neben Beloveszaschichten rothe Thone in ziemlicher Ausdehnung vorgefunden, ausserdem auch bläuliche Thone mit dünnen Sandsteinbänken, die möglicherweise zu den Inoceramenschichten zu stellen sein könnten. In Izby wurden unweit südlich von der Kirche neben Beloveszaschichten die kieseligen Schiefer von Lacko beobachtet, welche in ziemlicher Mächtigkeit zwischen Sandsteinbänke eingeschaltet sind, von denen man sich schwer Rechenschaft geben kann, ob sie besser zu den Magurasandsteinen oder zu der unteren Abtheilung des Alttertiärs zu stellen seien. In Czyrna-Piorunka wiegen Beloveszaschichten vor.

Es bleibt uns nur noch der südwestliche Theil des Kartenblattes Bartfeld-Muszyna zu besprechen übrig, ein Theil, welcher in der Hauptsache jener breiten Zone von massigen Sandsteinen angehört, welche wir im N. der südlichen Klippenlinie zu verzeichnen haben. Gerade in der Gegend nördlich von Orlo ist diese Sandsteinzone nicht so compact, wie etwa nördlich von Szczawnica oder Czorsztyn; es sind nämlich am N.-Rande dieser Zone Aufbrüche von geringer Ausdehnung vorhanden, von denen einer, der von Krynica vielleicht sogar die cretacischen Inoceramenschichten umfasst.

In dem bekannten Badeorte Krynica treten bläulichgraue Thone und Kalksandsteine auf, welche die Herren H. Walter, E. v. Dunikowski und C. M. Paul als Ropianka-, d. i. Inoceramenschichten auffassen. Ich konnte diese Schichten in Gesellschaft mit Herrn Bergrath Paul sehen, und schliesse mich der Anschauung der genannten Geologen an, obwohl mir die thatsächliche Zugehörigkeit derselben zu den Inoceramenschichten aus Gründen, die bei der Beschreibung der Localität Malczó anzugeben sein werden, keineswegs feststehend erscheint. Ausserdem kennt man in Krynica bunte Schiefer und Beloveszaschichten, die von massigen Magurasandsteinen überlagert werden. Ein fernerer, wahrscheinlich nur alttertiäre Schiefer umfassender Aufbruch ist in Jastrzębik zwischen Krynica und Muszyna zu beobachten. H. Walter und E. v. Dunikowski geben ausserdem das Vorhandensein von bunten Schiefern zwischen Piwniczna und Zegiestów (l. c. pag. 76) an, in einer Gegend, die schon dem östlichen Theile des Kartenblattes Sandec zufällt. Gegenüber der mächtigen, breiten Entwicklung der Magurasandsteine in dieser Gegend erscheinen diese Aufbrüche als unbedeutend.

Von grossem Interesse sind die schieferigen Bildungen, welche die einförmige Sandsteindecke in Lenartó, Malczyó nnd Sznako unterbrechen, also in einer Gegend, welche geologisch genommen die südöstliche Fortsetzung der Gegend von Krynica und Jastrzębik bildet. Nördlich von Malczyo erhebt sich knapp über dem Vecsnipotok steil aufsteigend die Stoliczna hora (s. Taf. II, Prof. III). An der Basis derselben treten am Bache dünnblätterige, aber feste, ziemlich kieselige Schiefer

von schwärzlicher Farbe hervor, die aber bald rothbraun, bald hellbläulich, bald chocoladefarben verwittern und sich alsbald als Menilitschiefer erkennen lassen. Einzelne Lagen sind sehr fest, brechen splitterig bis muschelig und haben das Aussehen von Hornstein, obwohl sie besser als Eisenkieselschiefer zu bezeichnen wären. Diese Menilitschiefer, welche nach ihrem Aussehen und ihrer petrographischen Entwicklung mehr an die echten Menilitschiefer des Hügellandes, wie an die Grybówer- und Smilnoschiefer des Berglandes erinnern, aber auch von den ersteren verschieden sind, enthalten zahlreiche Melettaschuppen und nicht selten auch ganze Skelette. Ueber den Menilitschiefern liegen Magurasandsteine, welche wie die Schiefer flach nach NNW. einfallen.

Unweit der Stoliczna hora mündet zwischen den Dörfern Lenarto und Malczyo ein Bach von NW. her in den Vecsni potok, in welchem man anfangs flach SW. gelagerte rothe, dann auch graugrüne Schiefer, jedoch ohne Sandsteine bemerkt. Darüber folgen dieselben Menilitschiefer, wie die der Stoliczna hora, zuerst SW. dann NO. fallend. Der eigentliche Menilitschiefer schliesst mit einer dicken Sandsteinbank ab und es erscheinen graue Mergelschiefer, welche eine Lage mit Fischresten führen und daher auch noch dem Complexe der Menilitschiefer zugesellt werden müssen. Darüber liegen dickplattige, NW.-fallende, gelbbraun verwitternde Sandsteine und da, wo der Wald beginnt, treten krummschalige Kalksandsteine auf, welche in der Gegend Zadni Manow wahrscheinlich eine weitere Verbreitung haben als ihnen auf der Karte zugestanden wurde und die Hauptmasse jener Kalksandsteingerölle liefern dürften, die im Vecsni potok zu sehen sind. Noch weiter gebirgswärts folgen Magurasandsteine.

Die erwähnten Kalksandsteine, die in einzelnen Stücken den Inoceramensandsteinen sehr ähnlich sind, unterscheiden sich von den letzteren unter anderem durch geringere Entwicklung der Schiefer. Nach der Lagerung dürften sie wohl als alttertiär anzusprechen sein. Dieses Ergebniss wirft ein Streiflicht auf die übrigen Kalksandsteine dieser Zone und mahnt z. B. bei der Beurtheilung der sogenannten Ropiankaschichten von Krynica zur Vorsicht.

Mitten unter den Menilitschiefern wurden mehrere grössere Blöcke eines Conglomerates oder Breccie mit zahlreichen Nummuliten lose aufgefunden. Da einer dieser Blöcke den Durchmesser von 0·7 Meter besass und diese Blöcke keine Spur von Abrollung zeigten, kann man so gut wie sicher annehmen, dass der kleine schwache Bach sie nicht von Weitem zugeführt haben konnte. Sie stammen höchstwahrscheinlich aus den Menilitschiefern selbst, die hier eine grosse Fläche einnehmen. Diese Annahme wurde mir durch Beobachtungen, die ich später in Ujak bei Orlo im südlichen Klippenzuge machen konnte, fast zur Gewissheit. Dort liegen nämlich zwischen echten Menilitschiefern, die mit denen von Malczyó die grösste Aehnlichkeit haben, mehrere conglomeratische Bänke mit Nummuliten. Darnach werden also die Nummuliten von Malczyó, obwohl es grosse und punktirte, also für Mitteleocän sprechende Formen sind, trotzdem als oligocän anzusprechen sein. Die Nummuliten befinden sich hier auf secundärer Lagerstätte, wofür schon die Art der Erhaltung in einem Conglomerat oder Breccie

spricht. Analoge Fälle kennen wir in der Flyschzone vielfach. Ich errinnere nur an das Vorkommen punktirter Nummuliten im Magurasandstein von Kleczany und an das später zu beschreibende Auftreten mehrfacher Nummulitenbänke im Flysch zwischen der Tatra und der südlichen Klippenzone.

Wendet man sich von Malczyó und Lenartó gegen NO. nach Sznakó, so trifft man in dem schlecht aufgeschlossenen Ilmusbache bald Beloveszaschichten, bald wenig bezeichnende Mergelschiefer an. Im östlichen der beiden Zweige des Ilmusbaches treten zwischen Mergelschiefern und Sandsteinen conglomeratische Grusbänke auf, die neben zahlreichen weissen Kieseln gerundete Brocken von Granit, grünem Schiefer, rothem und grauem Quarzit enthalten. Der petrographische Charakter dieser Einschlüsse lässt sich leider schwer beurtheilen, da die Stücke meist kaum nussgross und überdies stark verwittert sind. Dieses Vorkommen, sowie das im Cigelkabache markirt zum ersten Male das Erscheinen der im nördlichen Theile des Berglandes vollkommen fehlenden grossklastischen Gesteinselemente, die weiter südlich im Magurasandstein mehrfach beobachtet wurden.

Aehnliche Conglomerate wurden auch östlich von Sznakó und bei Hrabszke im massigen Sandsteine vorgefunden. Vielleicht gehört die Breccienbank im nördlichen Theile des Ilmusbaches auch bereits in das obere Niveau der Magurasandsteine. Oestlich vom Dorfe Sznakó wurden rothe Schiefer, südlich davon Orlóer Sandsteine beobachtet. Unweit östlich von Sznakó erscheinen Magurasandsteine, welche durch den Hrabszkeer Toplabach und einen, diesem parallelen Nebenbach des Ilmusbaches aufgeschlossen werden. Bei der Mündung des Ilmusbaches stehen beiderseits Magurasandsteine an, mit N.- bis NO.-Einfallen. Weiter nördlich fallen die Sandsteine nach SW., dann NO. Der Aufbruch Sznakó-Lenartó verschmälert sich gegen SO. sehr bedeutend, nur ein schmaler Schieferzug streicht zwischen der Stoliczna hora und den Sandsteinen des unteren Ilmus in das Toplathal und spitzt sich am rechtseitigen Gehänge der Topla im Magurasandstein des Mašinkert aus. Von diesem Berge zieht ein kleiner Graben in nordwestlicher Richtung in's Toplathal und darin kommen rothe und grünliche, flach nach NNO. einfallende Schiefer zum Vorschein.

Das Gebiet südlich von der Linie Lenartó-Malczyó-Gerlachó besteht ausschliesslich aus Magurasandsteinen. Sie setzen hier den 1007 Meter hohen Murjanek und 1055 Meter hohen Minczol und deren Ausläufer zusammen und streichen im Allgemeinen von NW. nach SO. parallel der Klippenzone. Meine Aufnahmszeit reichte nicht aus, um die Tektonik dieser einförmigen Magurasandsteinmassen im Detail zu studiren, doch zeigte eine genauere Begehung des Toplathales bis an die Kartengrenze bei Livó, dass auch hier, sowie in der Gegend des Dunajec- und Popraddurchbruches keine Ueberschiebung, sondern eine wiederholte, mehr oder minder regelmässige Faltenbildung herrscht. In Lukó ist nordwestliches Einfallen zu beobachten. Die Magurasandsteine sind daselbst ziemlich mürbe, schieferig oder plattig und erinnern hier und da an den Sandstein von Orló.

Ebenso herrschen östlich vom Toplathale zwischen Lukó und Livó bis gegen Bartfeld Magurasandsteine, die ein scharf ausgesprochenes

Streichen von NW. nach SO. zeigen und häufig Conglomeratbänke enthalten. Die einzelnen Bestandtheile dieser Conglomerate, Quarzite, verschiedene krystallinische und grüne Schiefer und Granite sind wohlgerundet und erreichen Faustgrösse. In diesem Gebiete konnte nur ein Schieferzug constatirt werden, welcher von Richwałd parallel dem Mocarediber nach Zabawa, südlich von Bartfeld, verläuft. Vielleicht reicht dieser Zug im NW. bis Krive. Im Thale von Bolyarka stehen Magurasandsteine an. Die Ostseite des Thales besteht aus einem Steilabfall, bestehend aus Schichtköpfen von nordöstlich einfallendem Magurasandstein. Gegen Richwałd zu folgen nun Menilitschiefer, die ebenfalls nördlich fallen und wie es scheint, auf Magurasandstein aufruhen. Ihre petrographische Beschaffenheit erinnert lebhaft an die Menilitschiefer von Malczó. Ausser Menilitschie ern, die an mehreren Stellen beobachtet wurden, treten auch helle Mergelschiefer und Sandsteine auf, welche aber mit den Menilitschiefern enge zusammenhängen. Wenigstens machte mir eine einmalige Begehung dieser Zone von Richwałd bis Zabawa diesen Eindruck. Ob man diese Menilitschiefer und die mit ihnen vergesellschafteten Gesteine als Aufbruchszone oder nur als Einlagerung in grösserem Maassstabe zu betrachten habe, darüber konnte ich nicht schlüssig werden. Jedenfalls ist hiedurch erwiesen, dass auch in diesem Theile des Gebirges Oligocänbildungen die Hauptrolle spielen.

V. Uebersicht der ausgeschiedenen Schichtgruppen und Facies.

I. Neocom in schlesischer Ausbildungsweise.

Paläontologisch sichergestellte Neocombildungen treten nur im Hügellande auf. Sie zeigen eine Ausbildung, welche sich auf das engste an das Neocom des Teschenerlandes anschliesst. Dies kommt sowohl in der petrographischen Entwicklung, wie der Fossilführung sehr deutlich zum Ausdruck.

In den Oertlichkeiten Okocim und Poremba bei Brzesko besteht das Neocomien aus einer Wechsellagerung dunkelgrauer, bläulichgrauer, manchmal selbst chocoladefarbener, dünnblätteriger, fucoidenführender Mergelschiefer mit harten feinkörnigen, plattigen oder schieferigen Sandsteinen. Die Sandsteine bilden Bänkchen oder Platten von meist 15 bis 20 Centimeter Dicke, haben ein kalkiges Bindemittel, sind ziemlich glimmerreich und enthalten nicht selten kleine Brocken von Schwarzkohle. Innen sind sie graublau gefärbt, aussen verwittern sie gelblichbraun. Sehr bezeichnend für diese Schichten ist das Auftreten eines fossilführenden Conglomerat- oder Brecciensandsteines, welcher Bänke von ungefähr 1 Meter Dicke bildet und in grob- oder mittelkörnigen, innen weissen, aussen gelblichbraun verwitternden Sandstein übergeht.

Die zahlreichsten Versteinerungen haben diese Schichten, und zwar namentlich die Conglomeratsandsteine in der Oertlichkeit Okocim geliefert, von wo folgende Arten vorliegen:

Belemnites dilatatus Bl. Ein Jugendexemplar.
„ *bipartitus Cat.* Häufig im Conglomerat, seltener im Schiefer.
„ *pistilliformis Bl. (?)* Bruchstück.
Aptychus Didayi Coq. Selten.
„ *angulicostatus Pict. et Lor.* Häufig.
Ostrea sp.
Cidaris muricata Roem.
„ *cf. Lardyi Des.*
„ *aff. Berthelini Cott.*
Pentacrinus sp.
Bruchstücke verschiedener Echinoidenradiolen, Spongien- (Pharetronen-) Bruchstücke.

In Porąbka uszewska konnte nur *Aptychus angulicostatus* aufgefunden werden.

Belemnites bipartitus, Aptychus angulicostatus und *Didayi*, welche bekanntlich zu den verbreitetsten Arten des mediterranen Neocomiens gehören, kommen auch in Garbatki, Libiertów und anderen Localitäten bei Wieliczka in Schichten vor, die den eben beschriebenen vollkommen entsprechen. Die genannten Fossilien bilden aber auch die häufigsten und bezeichnendsten Formen des Grodischter Sandsteines in Schlesien.

Wo immer in Schlesien der Grodischter Sandstein entwickelt ist, führt eine oder die andere conglomeratische oder grobkörnige Sandsteinbank die genannten Fossilien. Auch die petrographische Ausbildung der betreffenden grobbankigen Sandsteine in Galizien und die der Grodischter Sandsteine ist dieselbe und die Uebereinstimmung erstreckt sich in dieser Hinsicht bis in die kleinsten Einzelheiten. Die Schiefer und die dünnschichtigen Sandsteine, welche in Galizien über die grobbankigen überwiegen, haben viel Aehnlichkeit mit gewissen Schiefern und dünnschichtigen Sandsteinen der Grodischter Schichten, die bisher noch wenig Beachtung gefunden haben und die ich in einer späteren Arbeit ausführlich zu beschreiben haben werde.

Mit Rücksicht auf diese Umstände glaube ich nicht zu weit zu gehen, wenn ich die beschriebenen Schichten der Localitäten Okocim und Porąbka den Grodischter Schichten gleichstelle. Wie ich später zu zeigen Gelegenheit haben werde, entsprechen diese Schichten der Stufe von Hauterîve, dem eigentlichen Mittelneocom.

Erwähnenswerth ist das Vorkommen kopfgrosser Tithonblöcke im Neocomschiefer von Okocim, welche von kleineren Stücken von krystallinischen Schiefergesteinen begleitet werden. Die letzteren sind leider zu stark verwittert, um bestimmt werden zu können.

Schichten von ganz ähnlicher oder identischer Beschaffenheit kommen in den beiden Steinbrüchen von Pogwisdów und in Iwkowa zum Vorschein. Die Belemniten und Aptychen wurden hier jedoch noch nicht aufgefunden; die häufigste Versteinerung ist daselbst eine neue Orbitoidenart, neben welcher in Iwkowa noch einige andere grosse Foraminiferen zum Vorschein kommen. In Pogwisdów treten die Orbitoiden manchmal so häufig auf, dass sie einzelne schieferige Zwischenlagen fast ausschliesslich zusammensetzen, ähnlich wie die *Orbitulina lenticularis* im westalpinen Aptien. In derselben Localität kommt eine

schon von Prof. Niedzwiedzki nachgewiesene grosse, flache, concentrisch gestreifte *Inoceramus*-Art vor, welche in Bezug auf Schalendicke, Sculptur, Verlauf der Anwachstreifen und Grösse mit *Inoceramus salisburgensis Fugg.* u. *Kastn.* [1]) recht gut übereinzustimmen scheint. Die Wirbelpartie des von mir im Pogwisdówer nördlichen Steinbruche aufgelesenen Exemplars ist leider nicht erhalten und ich wage es daher nicht, die Bestimmung als feststehend zu betrachten. Es muss vorläufig die Auffindung vollständiger erhaltener Exemplare abgewartet werden. Die Conglomeratschichte fehlt im nördlichen Steinbruche von Pogwisdów, im südlichen ist ein ähnliches grobes Conglomerat wohl vorhanden, hat aber nur zwei unbestimmbare Korallen geliefert, und scheint daher mit der, Belemniten und Aptychen führenden Breccie nicht identisch zu sein. Da auf diesen Schichten Sandsteine der mittleren Kreide regelmässig aufruhen, und hier nur die oberste Partie des Neocoms unter diesen Sandsteinen aufgeschlossen ist, liegt es nahe, hierin eine Vertretung der Wernsdorfer Schichten zu suchen. Läge hier Mittelneocom vor, dann würde das Fehlen der sonst so bezeichnenden Belemnitenbreccie auffallen. Eine sichere, genauere Altersbestimmung ist vorläufig für die genannten Localitäten unthunlich, Neocom im weiteren Sinne liegt wohl unzweifelhaft vor.

In Bochiniec bei Okocim treten Schichten auf, die an die oberen Teschener Schiefer erinnern, nämlich schwarze oder dunkelgraue Schiefer mit krummschaligen, von Spathadern durchzogenen Sandsteinschiefern, seltener mit plattigen Sandsteinen, welche in breccienartige Lagen übergehen und Kohlenbrocken enthalten. Die letzteren Sandsteine führen Versteinerungen und zwar:

Aptychus angulicostatus Pict. et Lor.
„ *triqueter Winkl.*
Belemnites bipartitus Cat.
Bryozoen, Pharetronen.

Mit Rücksicht auf diese Fossilien kann man diese Schichten wohl als Aequivalent der früher beschriebenen mittelneocomen Sandsteine betrachten, doch dürfte hier aus denselben Gründen, wie in Pogwisdów wahrscheinlich auch das Niveau der Wernsdorfer Schichten vertreten sein.

Die interessante Neocomzone von Rybie, Kamionna, Rzegocina und Rajbrot ist durch das Vorherrschen von schwarzen Schieferthonen ausgezeichnet. Es treten da vorwiegend schwarze thonige oder mergelige blätterige Schiefer auf, welche dünnschichtige, glimmerreiche, meist krummschalige und von weissen Spathadern durchzogene Sandsteinschiefer einschliessen. Häufig schalten sich Conglomerate oder Breccien ein, die sich bald im Verbande mit einzelnen weissen grobkörnigen Sandsteinbänken, bald ohne diese einstellen und nicht selten den *Aptychus angulicostatus* führen. Da wo die Sandsteinschiefer zurücktreten, erscheinen Thoneisensteine, die theils flötzartig, theils in Form grosser Kuchen oder Linsen auftreten, oberflächlich in Limonit umgewandelt sind und genau dieselbe petrographische Beschaffenheit wahrscheinlich auch eine ähnliche percentuale Zusammensetzung haben, wie die schlesischen Thoneisensteine. Um die facielle Aehnlichkeit

[1]) Naturw. Studien und Beobacht. aus und über Salzburg. 1885, pag. 77.

noch zu vervollständigen, kommen auch hier dieselben Dütenkalkmergel vor, die in den schlesischen Wernsdorfer Schichten bekannt sind. Nicht selten schliessen die schwarzen Schiefer faust- bis kopfgrosse Blöcke von hellem Korallenkalk (Tithon), von dunkelgrauem, dichtem, muschlig brechendem fossilfreiem Fleckenkalk und von eigenthümlichem grauem Gneiss ein. Der letzte führt beide Glimmer in ziemlich grossen Blättern welche mit Feldspath und Quarz ein regelloses Gewirre bilden und häufig bis faustgrosse Quarzausscheidungen umgeben. Soweit meine Beobachtungen reichen, ist dieser Gneiss von dem in den Cięzkowicer Sandsteinen vorkommenden exotischen Augengneiss vollkommen verschieden.

Aus dem Anstehenden dieser Schichten konnten wohl mehrere Versteinerungen entnommen werden, doch nur solche, die für die nähere Horizontirung ohne Belang sind, wie *Aptychus angulicostatus*, *Belemnites conicus,* Bryozoën, Spongien. Dagegen gelang es, ein loses Exemplar von *Nautilus plicatus* aufzufinden, das in einem Kalksandstein enthalten war, der nach seinem Aussehen höchstwahrscheinlich aus diesen Schichten stammen dürfte. Da nun die genannte Art in Schlesien nur in den Wernsdorfer Schichten vorkommt und für diese bezeichnend ist, kann man wohl annehmen, dass diese schwarzen Schieferthone den Wernsdorfer Schichten, der Stufe von Barrême entsprechen dürften. Die Gesteinsbeschaffenheit spricht eher für, wie gegen diese Annahme.

Diese Schichten treten im Bereiche der Neocomzone von Rybie bis Rajbrot, soviel mir bekannt wurde, nur in einem Zuge mit den älteren Neocomschichten in directe Berührung. Es ist dies bei dem Hauptaufbruche von Rzegocina der Fall, wo im Liegenden der als Aequivalent der Wernsdorfer Schichten betrachteten schwarzen Schiefer, plattige Sandsteine mit Aptychen, Conglomerate, dunkle Schiefer mit Blockeinschlüssen auftreten, die nach ihrer Fossilführung — *Aptychus Didayi*, *angulicostatus*, *Belemnites bipartitus* — und ihrer petrographischen Beschaffenheit wohl sicher als Stellvertreter der früher beschriebenen Mittelneocomschichten angesehen werden können. Bezüglich der näheren Beschaffenheit dieser Schichten verweise ich auf die vorhergehende Detailbeschreibung, wo sie der Schichtfolge *a—c* entsprechen.

In der verhältnissmässig fossilreichen Gegend zwischen Rybie und Rzegocina konnten im Ganzen folgende Arten nachgewiesen werden:

Nautilus plicatus Fitt. (= Requienianus Orb.). Ein zwar ziemlich mangelhaftes Exemplar, das aber doch gut genug erhalten ist, um es sicher bestimmen und dessen völlige Identität mit der Form der Wernsdorfer Schichten [1]) erkennen zu können. Erhalten in einem feinkörnigen, grauen, kalkigen Sandstein mit Kohlenbrocken, lose im Bache von Kamionna.

Lytoceras aff. Jullieti Orb. Kleiner Steinkern einer Form, die mit der citirten vielleicht direct identisch ist. In schieferigem, grauem, von Spathadern durchzogenem Sandstein von Kamionna.

---

[1]) Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten. Denkschriften der k. Akademie. 1883, Bd. 46, pag. 54.

Hoplites sp. ind. Rzegocina, im schwarzen Schiefer (Sch. *b*).
Haploceras sp. ind. Rzegocina, im schwarzen Schiefer (Sch. *b*).
Aptychus Didayi Coq. Rzegocina, im schwarzen Schiefer, (Sch. *b*.)
" *angulicostatus Pict. et Lor.* Häufig im Conglomerat und im Sandstein mit Kohlenbrocken in Rzegocina (Schichten *b* und *c*), Kamionna.
" *triqueter Winkl.* Häufig im plattigen Sandstein mit Kohlenbrocken von Rzegocina (Sch. *c*.)
Belemnites bipartitus Cat. Häufig in typischen Exemplaren, sowohl im Schiefer, wie im Conglomerat, Rzegocina, Gródek (zwischen Kamionna und Rzegocina).
Belemnites conicus Bl. In einem Exemplar aus der Breccie von Gródek.
Terebratula sp. Grosse, biplicate Form aus der Breccie von Gródek.
Rhynchonella sp., in der Breccie von Gródek.
Pentacrinus sp. Rzegocina.
Bryozoën und Spongien, (Pharetronen) in Rzegocina, Kamionna, Rajbrot.

Den Schichten *a—c* von Rzegocina und den Schichten von Okocim und Porąbka dürften die grauen Fucoidenschiefer und Sandsteine vom Zilinabache bei Czchów entsprechen. Es liegen zwar keine bezeichnenden Versteinerungen daraus vor, die petrographische Beschaffenheit macht diese Parallelisirung wahrscheinlich.

Der zusammenhängende Neocomzug von Filipowice-Wolastrózka-Biesnik-Brzozowa besteht vorwiegend aus schwarzen Schiefern mit krummschaligen Kalksandsteinschiefern und Conglomeraten. Von Versteinerungen wurden in Biesnik nur *Terebratula sp.*, eine grosse biplicate Form und Bryozoën und Spongien- (Pharetronen-) Bruchstücke aufgefunden. Nach der petrographischen Entwicklung nähern sich diese Schichten am meisten den Schichten d von Rzegocina, die als Aequivalent der Wernsdorfer Schichten angesprochen wurden.

Dieselbe Stellung dürfte wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit den schwarzen dünnplattigen Schiefern vom Liwocz zugewiesen werden können, petrographische Ausbildung, wie Fossilführung *(Aptychus Didayi, Phyllocras cf. Winkleri Uhl., Holcodiscus sp. ind., Crioceras n. sp. aff. Morloti Oost)* sprechen gleichmässig hiefür. Namentlich ist es die letztgenannte Species, welche entschieden auf das Barrémien oder die Wernsdorfer Stufe verweist.

Aus diesen Darlegungen ergibt sich, dass die Neocombildungen des Hügellandes in Bezug auf petrographische Ausbildung und Fossilführung auf das innigste mit den schlesischen verwandt sind. Wohl sind auch Unterschiede vorhanden, aber nur solche, die sich aus der ziemlich bedeutenden Entfernung hinlänglich erklären. Wenn auch die grobbankigen Belemniten- und Aptychenbreccien von Wieliczka, Okocim etc. gewissen Lagen des Grodischter Sandsteines vollkommen entsprechen, so weichen doch die diese Breccie begleitenden Schichten merklich von den Grodischter Schichten ab und es lässt sich nicht leugnen, dass sie sich bis zu einem gewissen Grade der Facies der

gewöhnlichen Karpathensandsteine nähern. Tithonblöcke finden sich im Neocom in Schlesien, wie in Galizien, dagegen fehlen in Schlesien die Gneissblöcke, die namentlich in der Gegend von Rzegocina so auffallend sind. Es lassen sich also gewisse Unterschiede namhaft machen, die aber im allgemeinen doch nur geringfügig und nicht geeignet sind, den Satz zu erschüttern, dass die beschriebenen galizischen Neocombildungen demselben Typus angehören, wie die schlesischen, deren directe Fortsetzung sie bilden.

Der wesentlichste Unterschied besteht wohl in der ärmlicheren Gliederung des galizischen Neocoms. Es fehlen in unserem Gebiete die Teschener Kalke vollständig und es konnten auch keine sicheren Aequivalente für die Teschener Schiefer aufgefunden werden. Die vorliegenden Beobachtungen sind wohl zu lückenhaft, um das thatsächliche Fehlen dieser tiefsten Neocomhorizonte mit Bestimmtheit aussprechen zu können, wir müssen uns vorläufig damit begnügen, den Mangel derselben als wahrscheinlich zu bezeichnen. Dagegen sind Anhaltungspunkte für die selbstständige Vertretung der beiden höheren Stufen, der von Grodischt (Mittelneocom) und der von Wernsdorf (Barrémien) vorhanden und es können die Localitäten Okocim [1]), Bochiniec, Porabka uszewska, Zilinkabach, Rzegocina, Schichtfolge *a—c* mit einiger Wahrscheinlichkeit der ersteren, Rybie, Kamionna, Rzegocina Schichte *d—f*, Rajbrot, Wola stróżka, Filipowice, Biesnik, Brzozowa, der Liwocz, vielleicht auch Pogwisdow und Jwkowa der letzteren gleichgestellt werden. Den Wernsdorfer Schichten könnten ferner noch gewisse schwarze Schiefer in Podjasień und bei Łysa góra und ein Theil des Neocoms von Bochiniec entsprechen. Die Neocomzone am Nordrande der Karpathen bietet die meisten paläontologischen Hinweise auf Mittelneocom, während in der südlicheren Zone Rzegocina-Liwocz die Wernsdorfer Schichten überwiegend entwickelt zu sein scheinen.

2. Neocom in der Facies der Fleckenmergel und der sogenannten Ropiankaschichten.

Nach Beschreibung der paläontologisch sichergestellten Neocombildungen, erübrigt es mir noch, eines Schichtsystems Erwähnung zu thun, welches in der Fortsetzung des nördlichen Neocomzuges erscheint und höchstwahrscheinlich auch neocomes Alter besitzt. Es besteht aus einer Wechsellagerung von hellen, zuweilen selbst weissen, kalkigen Fleckenmergeln mit zahlreichen Fucoiden und den bekannten grauen Flecken und dünnschichtigen oder bankigen, selten dickschichtigen Sandsteinen. Das westlichste Vorkommen dieser Fleckenmergel, das mir in meinem Gebiete bekannt wurde, ist durch einen ziemlich dürftigen Aufschluss zwischen Okocim und Bochiniec, nördlich von der sicheren Neocomzone gegeben. Weiter östlich erscheinen die Fleckenmergel in Porabka uszewska gut aufgeschlossen. Sie haben hier eine schieferige Ausbildung, sind ziemlich kieselig und thonreich, zerfallen häufig in prismatische Stücke und zeigen auf den Kluftflächen bräunliche Ueberzüge;

[1]) In Okocim und Porabka ist der Contact zwischen dem Neocom und den mittelcretacischen Sandsteinen leider unaufgeschlossen. Wahrscheinlich schalten sich hier selbstständig entwickelte Wernsdorfer Schichten ein.

im übrigen gleichen sie aber vollkommen den mehr kalkigen weissen Fleckenmergeln. Die zwischenliegenden Sandsteine bilden 1—3 Decimeter dicke, harte, plattige, seltener schwach krummschalige, aussen braun verwitternde Lagen. Einzelne Bänder in diesem Sandstein können die Beschaffenheit von Hornstein annehmen. Das beschriebene System fällt bei Porąbka nach Süden unter die weiter südlich gut aufgeschlossenen typischen Neocomschichten ein. Auf Grund der abweichenden eigenthümlichen petrographischen Beschaffenheit der Fleckenmergel und des freilich nicht sicher entscheidenden Lagerungsverhältnisses bei Porąbka glaube ich dieses Schichtsystem ebenfalls als neocom ansprechen zu sollen. Weiter östlich, gegen Grabno und Wielka wies nimmt dasselbe an Mächtigkeit sehr zu und entwickelt sich noch stärker nördlich von der Berggruppe Wał zwischen den Flüssen Dunajec und Biała (im Aufnahmsgebiete des Herrn Chefgeologen Bergrath C. M. Paul). Auch weiter im Westen scheinen diese Fleckenmergel nicht gänzlich zu fehlen, wenigstens beschreibt Prof. Niedzwiedzki[1]) ganz ähnliche Gesteine aus der Wieliczkaer Gegend, welche er ebenfalls zur Kreideformation zählt.

Am Nordfusse des Wał, bei Szczepanowice-Plesna, südlich von Tarnów gesellen sich bläuliche Schiefer und Kalksandsteine zu den Fleckenmergeln und plattigen Sandsteinen hinzu. Die Kalksandsteine und bläulichen Schiefer erscheinen noch selbstständiger entwickelt in Tarnowiec und Wólka bei Tarnów, welches Vorkommen bereits Herr Bergrath Paul[2]) beschrieben hat. Hier besitzen die Schichten vollständig das Aussehen der inoceramenführenden „Ropiankaschichten" wie sie den Karpathennordrand bei Dembica, Rzeszow, Lancut und Przemysl zusammensetzen. Versteinerungen wurden bei Wólka und Tarnowiec nicht gefunden. Diese Ropiankaschichten des Nordrandes und die Fleckenmergel verbinden die sicher neocomen Vorkommnisse von Wieliczka-Okocim-Porąbka mit den ebenfalls neocomen Schichten von Pralkowce bei Przemysl, und können daher aus diesem und den oben angeführten Gründen mit grösster Wahrscheinlichkeit als Neocom betrachtet werden, wie ich schon bei einer früheren Gelegenheit bemerkt habe.[3])

3. Inoceramenschichten von Ropa (Ropiankaschichten p. p.).

Petrographisch sind diese Schichten zu charakterisiren als kalkreiche, feinkörnige, krummschalige, glimmerreiche Sandsteine oder Sandsteinschiefer von krummschaliger Textur und hell bläulich- oder grünlichgrauer Färbung, welche von zahlreichen weissen Kalkspathadern durchzogen werden, mit Hieroglyphen reichlich versehen sind und mit graublauen, schieferigen oder blätterigen Thonen in Wechsellagerung stehen. In diesen gleichförmigen Schichtenverband, in dem die Sandsteine im Allgemeinen vorwiegen, schalten sich da und dort einzelne abweichend gestaltete Lagen ein. So nehmen die Thone manchmal mergelige Beschaffenheit an, enthalten dann Fucoiden und

---

[1]) l. c. I, pag. 10, 11.
[2]) Verhandl. geol. Reichsanst. 1884, pag. 164
[3]) Verhandl. 1885, pag. 41.

nähern sich den Fucoidenmergeln des Nordrandes, erreichen aber niemals eine grössere Entwicklung. Die Sandsteine werden in einzelnen Lagen dünnplattig, schieferig und enthalten dann auch zahlreiche Fucoiden. Manchmal sind sie sehr reich an grossen Glimmerblättchen, welche die Schichtflächen dicht überziehen. Die Sandsteine, welche durchschnittlich 1 Decimeter bis 1 Meter mächtige Lagen bilden, nehmen in einzelnen Bänken eine noch grössere Mächtigkeit an, verlieren aber dann die krummschalige Textur und den reichlichen Kalkgehalt, erscheinen grau gefärbt, und sind ungleichkörnig oder grobkörnig zusammengesetzt. Die Thonzwischenlagen führen zuweilen dünne, wenig anhaltende Thoneisensteinflötze. An Stelle der grauen Thone bemerkt man wohl auch rothgefärbte.

In einigen Localitäten, wie Męcina mała, verlieren die Sandsteine einen Theil des Kalkgehaltes, werden kieseliger und härter, erscheinen weniger krummschalig und wiegen über die dürftig entwickelten thonigen Zwischenlagen weit vor. Es sind dies die wahrscheinlich ein etwas höheres Niveau einnehmenden „oberen Ropiankaschichten“ von H. Walter und E. v. Dunikowski. Dass die Inoceramenschichten vermöge ihrer verhältnissmässig weichen Beschaffenheit häufig secundäre Faltungen zeigen, wurde schon wiederholt hervorgehoben.

An Versteinerungen sind die Inoceramenschichten von Ropa arm. Abgesehen von den gänzlich unmassgeblichen Fucoiden und den eben so wenig brauchbaren Hieroglyphen sind bisher nur Inoceramen und als grosse Seltenheit Ammoniten gefunden worden. Einer dieser Ammoniten, welcher von H. Walter gefunden wurde, ist leider verloren gegangen, der andere lässt sich nur bis auf die Gattung — *Phylloceras* — bestimmen, so dass sich hieraus keinerlei Anhaltspunkte ableiten lassen. Inoceramen sind nicht allzuselten, fast in jeder Localität, wo die fraglichen Schichten gut aufgeschlossen sind, hat man bereits Vertreter dieser Muschelgattung nachgewiesen, freilich in schlechtem Erhaltungszustande. Meist liegen nur kleine Fragmente vor, grössere Exemplare haben sich selten erhalten. Eine genaue paläontologische Bestimmung dieser Reste, die für die Altersfrage von der grössten Bedeutung wäre, möchte ich nach den mir vorliegenden Stücken, unter denen sich das beste überhaupt bekannte befindet [1]), nicht wagen. Das Material ist noch zu dürftig, um als Grundlage für die Bestimmung so schwieriger und so wenig entscheidende Merkmale aufweisender Formen, wie es die Inoceramen sind, dienen zu können. Es ruft jedoch lebhaft den Eindruck hervor, dass hier Formen vorhanden sind, welche mit *Inoceramus Haueri Zugmaier* vom Kahlenberge und mit *Inoceramus Salisburgensis Fugg.* u. *Kast.* von Muntigel bei Salzburg sehr nahe verwandt sind.

Das Alter der Schichten, aus denen die genannten alpinen Inoceramen stammen, ist noch nicht genau bekannt, es wäre also für die Altersfrage der Ropaschichten auch dann nichts gewonnen, wenn die Identität der galizischen Vorkommnisse mit den alpinen als vollständig erkannt wäre. Eine dem *Inoceramus salisburgensis* offenbar sehr nahe stehende Form kommt im Neocom von Pogwisdów bei Bochnia vor, und auch in den höchstwahrscheinlich neocomen Inoceramenschichten von

[1]) Von Herrn Dr. L. Szajnocha in Kwiatoń gesammelt, auf einem Stücke mit dem obengenannten *Phylloceras sp.*

Czudec bei Rzeszów tritt eine sehr ähnliche Art auf. Allein auch daraus können keine untrüglichen und sicheren Erweise abgeleitet werden, so lange nicht genaue paläontologische Arbeiten über diese wichtigen Formen vorliegen.

Nach dem gegenwärtigen Stande der Kenntnisse und dem gegenwärtig vorhandenen Versteinerungsmateriale kann man mit Sicherheit **nur sagen, dass die Inoceramenschichten von Ropa zur Kreideformation gehören**, ob sie aber innerhalb derselben dem Neocom gleichzustellen sind, wie Bergrath Paul und Professor Szajnocha annehmen, oder der oberen Kreide, wie H. Walter und E. v. Dunikowski angeben, dies muss man bei strenger und objectiver Prüfung der Verhältnisse vorläufig noch unentschieden lassen.

H. Walter und E. v. Dunikowski führen zwei Gründe für ihre Anschauung an, erstlich bestimmen sie die Inoceramen als *J. Crispi Mant., J. cf. concentricus Sow., J. cf. Haueri Zugm.*, dann stützen sie sich auf den angeblichen Uebergang der Inoceramenschichten in die bunten Schiefer des Alttertiärs. Wie ich in den Verhandlungen, 1885, pag. 39 und 40, ausführlich auseinandergesetzt habe, ist jedoch dieser Uebergang nicht vorhanden. Was aber die Inoceramen anbelangt, so können so schwierige und wichtige Bestimmungen ohne ausführlichere Darlegungen nicht acceptirt werden, namentlich wenn die betreffenden Autoren selbst auf diese Bestimmungen so wenig Werth legen [1]) und dieselben willkürlich verändern, aber jedesmal von sicheren untrüglichen Bestimmungen sprechen. [2]) Man kann daher die Ansicht von H. Walter und E. v. Dunikowski nicht für genügend begründet ansehen.

Aber auch die Zugehörigkeit der Schichten von Ropa zum Neocom lässt sich nicht mit voller Bestimmtheit behaupten. Herr Bergrath Paul, welcher diese Ansicht vertritt, beruft sich auf die Identität der Inoceramenart, die in den wahrscheinlich neocomen Schichten von Czudec bei Rzeszów vorkommt, mit Exemplaren aus den Ropaschichten. Die betreffenden Stücke stehen einander in der That sehr nahe, doch ist ihre Identität noch nicht sicher erwiesen. Sie rufen wohl denselben Gesammteindruck hervor, allein in dieser Hinsicht kann man durch den gleichartigen Erhaltungszustand sehr leicht getäuscht werden. Es lassen sich also darauf stricte Schlüsse nicht aufbauen. Herr Bergrath Paul führt ausserdem noch andere Gründe an, die aber ebensowenig stichhältig sind. Da der genannte Autor meine diesbezüglichen Anschauungen wiederholt zum Gegenstande der Erörterung gemacht und abgelehnt hat und ich bisher nicht Gelegenheit gehabt habe, hierauf zu antworten, sei es mir gestattet, auf die Ausführungen desselben an dieser Stelle näher einzugehen.

Herr Bergrath Paul stützt sich auf die petrographische Uebereinstimmung der Ropaschichten mit den Inoceramenschichten (Ropiankaschichten) des Nordrandes. Ich selbst war es, der diese letzteren Schichten weithin verfolgen konnte und ihnen ein höchstwahrscheinlich neocomes Alter deshalb zugeschrieben hat, weil sie das sichere Neocom von Bochnia und Okocim mit dem Neocom von Przemysl

---

[1]) l. c. pag. 92.
[2]) Verhandl. 1883, pag. 243.

verbinden. Ich stehe daher nicht an, in Uebereinstimmung mit Bergrath Paul hervorzuheben, dass es in Westgalizien sogenannte „Ropiankaschichten“ gibt, die man als neocom betrachten kann, muss aber doch betonen, dass diese „Ropiankaschichten“ des Nordrandes und die des Berglandes (Ropasch.) räumlich weit von einander getrennt sind, so dass sich hieraus keinerlei absolut sichere Beweismittel, sondern nur Wahrscheinlichkeitsgründe ergeben, die aber doch trügen können.

Noch weniger beweiskräftig ist das von Herrn Bergrath Paul so gern hervorgezogene Argument, dass die Inoceramenschichten des Berglandes und die „Ropiankaschichten“ überhaupt krummschalige Kalksandsteine enthalten, die denen der neocomen Schiefer am Liwocz und denen des schlesischen Neocoms vollkommen gleichen. Die Kalksandsteine, die sich in manchen Schichten des schlesischen Neocoms und am Liwocz vorfinden und die der „Ropiankaschichten“ sind in Wirklichkeit ziemlich verschieden, namentlich wenn man sie vom Standpunkte des Karpathengeologen aus betrachtet, der genöthigt ist, auch auf geringfügige petrographische Unterschiede zu achten. Doch dies ist dabei nicht das wesentliche. Die Hauptsache ist, dass derlei petrographische Analogien, selbst wenn sie die vollständigsten wären, überhaupt nichts beweisen, wie Herr Bergrath Paul selbst zu wiederholten Malen bei anderen Gelegenheiten hervorgehoben hat. Für das neocome Alter der Schichten von Ropa liegen demnach keine strengen, unanfechtbaren Gründe, sondern nur Wahrscheinlichkeitsbeweise vor, von denen ich nicht in Abrede stellen will, dass sie gewichtiger Natur sind. Ich begreife es daher, wenn Herr Bergrath Paul, gestützt auf seine reichen Erfahrungen auf dem Gebiete der Karpathengeologie, die Identität der genannten Schichten auch ohne vollgiltige Beweise annimmt, allein ich möchte diesen Standpunkt nicht theilen. So lange die Möglichkeit, dass die Schichten von Ropa, etwa wie die bekannte Pietraforte der Apenninen, einen Theil der oberen Kreide repräsentiren, in das Bereich der Möglichkeit gehört, halte ich es für richtiger, die neocomen Inoceramenschichten des Nordrandes von den Inoceramenschichten des Berglandes getrennt zu halten, als beide unter der Bezeichnung Ropiankaschichten zu vereinigen und insgesammt in's Neocom einzureihen. Unsere Anschauungen können an Klarheit nur gewinnen, wenn wir das trennbare auseinanderhalten und das sicher erwiesene von dem unsicheren abscheiden.

Während die Vereinigung oder Trennung der Inoceramenschichten des Nordrandes und der des Berglandes gegenwärtig bis zu einem gewissen Grade dem persönlichen Gutdünken anheimgestellt ist, kann eine andere wichtige Frage, die nach der Vereinigung der Neocombildungen von schlesischem Typus mit den „Ropiankaschichten“, beziehungsweise deren Trennung, auch heute schon als völlig spruchreif betrachtet werden. Herr Bergrath Paul hat stets der Vereinigung dieser Bildungen das Wort geredet und hat es deshalb getadelt, dass ich bei der Aufnahme des Jahres 1882 die schwarzen Schiefer des Liwocz mit neocomen Cephalopoden unter der Bezeichnung Liwoczschiefer von den ebenfalls als Neocom betrachteten Inoceramenschichten getrennt angeführt habe.[1])

[1]) Jahrbuch. 1883, pag. 456.

Dem gegenüber möchte ich meinen Standpunkt folgendermassen klarstellen. Die Facies der Ropiankaschichten (Inoceramenschichten) ist eine typische Flyschfacies, es bestehen diese Schichten im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von dünnen graublauen Sandsteinbänken mit graublauen Schiefern, Thonen und Fleckenmergeln und wenn man jemals in die Verlegenheit kommt, sie mit anderen Schichten zu verwechseln, sind dies stets nur die sogenannten oberen Hieroglyphenschichten und niemals die Neocombildungen in schlesischer Ausbildungsweise. Die erstere Verwechslungsmöglichkeit scheint in gewissen Theilen der Sandsteinzone sogar so häufig eingetreten zu sein, dass sich das Bedürfniss herausgebildet hat, für solche Fälle einen eigenen Terminus „falsche Strzolka“ anzuwenden. Man hat wohl, wenn auch nur sehr selten schwarze Schiefer angetroffen, von denen es schwer war zu entscheiden, ob sie dem Neocom in schlesischer Ausbildungsweise oder den oligocänen Bonarówkaschichten angehören, dagegen hat man niemals Schichten aufgefunden, von denen man nicht sicher war, ob sie Neocom in schlesischer Ausbildungsform oder „Ropiankaschichten“ repräsentiren. Nirgends kennt man Uebergänge einer dieser Bildungen in die andere, selbst am Nordrande zwischen Bochnia und Tarnów, wo sie neben einander vorkommen und es höchst wahrscheinlich, wenn man will, sicher ist, dass ihnen gleiches geologisches Alter zukommt, sind sie scharf von einander getrennt. Die Facies der schlesischen Neocombildungen mit ihren schwarzen Schiefern, die bald sandsteinfrei sind, bald kalkige, bald kieselige Sandsteinschiefer führen, mit ihren Kalken und grobkörnigen Sandsteinen, mit ihren zahlreichen Ammoniten und Belemniten ist total verschieden von der Facies der „Ropiankaschichten“. Im Aufschlusse bieten beide Facies einen ganz verschiedenen Anblick dar, sie sind in der Natur sofort als verschiedenartiges erkennbar, und dürfen daher nicht künstlich zusammengeschweisst werden. Selbst wenn sicher erwiesen wäre, dass die Inoceramenschichten des Berglandes der Neocomstufe angehören, würde man sie von den schlesischen Neocombildungen stets getrennt halten und nur die Merkwürdigkeit des Umstandes betonen, dass die Neocomstufe in der westgalizischen Sandsteinzone in so verschiedenartiger Weise entwickelt ist, ähnlich wie man heute darauf aufmerksam macht, dass das Neocom der Klippenzone von dem Schlesiens oder der Centralkarpathen so sehr verschieden ist.

Diesen Standpunkt habe ich bereits im Jahre 1882 festgehalten und habe daher die ammonitenführenden Schiefer des Liwocz von den „Ropiankaschichten“ getrennt aufgeführt, obwohl ich damals die Inoceramenschichten als sicher neocom betrachten musste. Hätte ich damals bereits gewusst, was sich erst durch die Aufnahme der nächsten Jahre herausgestellt hat und was ich damals nur vermuthen konnte, dass nämlich das Neocom des Liwocz einen östlichen Ausläufer der schlesischen Neocombildungen darstellt, dann hätte ich den Ausdruck Liwoczschiefer nicht angewendet, sondern wie heute von Neocom in schlesischer Facies gesprochen. Im Jahre 1882 war aber für das Neocom des Liwocz eine besondere Bezeichnung nothwendig.

Wollte man nach dem Vorgange von Bergrath Paul die Neocomschichten vom Liwocz, von Rzegocina, Bochnia, Okocim etc. als Ropianka-

schichten bezeichnen, so hiesse dies eine ganz falsche Vorstellung von ihrer Zusammensetzung wachrufen, ja die wahre Natur dieser Absätze vollständig verleugnen. Nennt man die vielberufenen Ropiankaschichten, so kann man dabei, wie schon erwähnt, an nichts anderes denken, als an eine Wechsellagerung von graublauen, kalkreichen, krummschaligen Sandsteinbänken mit graublauen Schiefern, Thonen und Fleckenmergeln, denn wer auch immer bisher über diese Schichten Studien gemacht hat, beschreibt sie stets in dieser Weise. Bezeichnet man also das Neocom von Liwocz etc. als Ropiankaschichten, so drängt sich nur diese Vorstellung und nicht die von schwarzen, ammonitenführenden Schiefern auf. Dagegen wird man, wenn man die Schiefer vom Liwocz, von Rzegocina etc. als Neocom in schlesischer Ausbildungsweise bezeichnet, eine vollkommen zutreffende Vorstellung wachrufen.

Wenn es auch bisher nicht gelungen ist, in den Neocomablagerungen W.-Galiziens dieselben Stufen auszuscheiden wie in Schlesien, und man sich bisher mit der ungefähren Trennung von mittel- und oberneocomen Schichten begnügen muss, so ist doch deren Uebereinstimmung mit dem schlesischen Neocom nach Petrographie und Versteinerungsführung eine vollständige, wie denn auch ein räumlicher Zusammenhang nachgewiesen ist.

Welchen Zweck würde es vollends haben, wenn man die schlesischen Neocombildungen, in denen Hohenegger mit einem Aufwande von so viel Mühe und Scharfsinn dieselben paläontologisch und petrographisch wohlcharakterisirten Stufen nachgewiesen hat, wie in Süd-Frankreich etc., als Ropiankaschichten bezeichnen würde? Dies aber wäre die unabweisbare Consequenz einer Zusammenziehung des Neocoms von Liwocz, von Okocim, Rzegocina etc. mit den „Ropiankaschichten“.

Manche scheiden in der Wissenschaft selbst das, was in der Natur in einander übergeht, wenn nur die Endglieder stark genug abweichen, andere ziehen das Verwandte lieber zusammen. Welcher Vorgang im Allgemeinen der Wissenschaft besser frommt, darüber kann man leicht verschiedener Ansicht sein. Im vorliegenden Falle haben wir es mit Bildungen zu thun, die in der Natur von einander vollständig getrennt, vollständig verschiedenartig sind und da kann es wohl kaum einem Zweifel begegnen, dass die Trennung der Ropiankaschichten vom Neocom in schlesischer Ausbildungweise geboten ist.

Während also Herr Bergrath Paul Alles was Neocom ist zu den Ropiankaschichten zieht und umgekehrt für alle Ropiankaschichten neocomes Alter in Anspruch nimmt, bin ich zu folgenden Resultaten gelangt. Man hat in W.-Galizien zu unterscheiden:

1. Neocom in schlesischer Ausbildungsweise (Liwocz, Rzegocina, Okocim, Wieliczka etc.).

2. Neocome oder höchstwahrscheinlich neocome Inoceramenschichten von der Facies der sogenannten Ropiankaschichten, am N.-Rande die Fortsetzung des Neocoms in schlesischer Facies bildend.

3. Inoceramenschichten des Berglandes oder Ropaschichten (Ropiankaschichten p. parte), deren nähere Stellung in der Stufenfolge der Kreidebildungen noch nicht genau fixirt ist.

Die Schichten von Ropa sind auf das Bergland beschränkt. Nach den gegenwärtigen Untersuchungen erscheinen sie vorwiegend im nörd-

lichen Theile desselben. Als typische Localität kann man Ropa nennen, doch zeigen auch die übrigen Aufbrüche dieser Schichten südlich von Gorlice und Grybów typische Beschaffenheit. Manche Partien der alttertiären bunten Schiefer können unter Umständen den Ropaschichten sehr ähnlich werden, die Ausscheidung ist dann, wenn gleichzeitig Versteinerungen mangeln, sehr schwierig. Dies gilt namentlich für den südlichen Theil des Berglandes. Auch die sogenannten „oberen Hieroglyphenschichten" können, wie schon erwähnt, eine den Ropaschichten sehr nahe stehende Beschaffenheit annehmen. Wo Versteinerungsfunde fehlen, ist dann die Entscheidung schwierig und zuweilen selbst vom persönlichen Gutdünken abhängig. Dies ist z. B. in Librantowa der Fall, wo Schichten auftreten, die Paul und ich für obere Hieroglyphenschichten ansehen, während H. Walter und E. v. Dunikowski darin Ropiankaschichten erblicken. Im Allgemeinen sind aber solche Fälle selten.

Mittlere (und obere?) Kreide, Aequivalent des Godula- und Istebnasandsteins, des Jamnasandsteines und der Spaser Schiefer.

Die Vertretung der Horizonte des Godula- und des Istebnasandsteines im untersuchten Gebiete kann nicht mit jener Sicherheit behauptet werden, welche sich aus bezeichnenden Petrefactenfunden ergibt, es sprechen aber mehrere andere Gründe hiefür.

Aus den mitgetheilten Beobachtungen geht hervor, dass an mehreren Stellen, so in Pogwisdów, Bochiniec, in Iwkowa, am Liwocz, in Biesnik, Wola stróżka etc., unmittelbar über dem Neocom ohne die mindeste Spur einer Störung massig-mürbe Sandsteine regelmässig aufruhen, welche durchaus die Facies der Ciężkowicer Sandsteine zeigen. Diese Schichten wurden von Bergrath Paul und mir im Jahre 1882 auf Grund der Lagerung für mittelcretacisch erklärt.[1]) Ein Jahr später hatte ich Gelegenheit, die Ciężkowicer Sandsteine näher kennen zu lernen und fand sie am Liwoczzuge selbst und in vielen anderen Gegenden in engstem Verbande mit Menilitschiefern, so dass ich geneigt wurde, die massig-mürben Sandsteine insgesammt als oligocän zu betrachten. Im folgenden Jahre konnte ich die Lagerungsverhältnisse des Neocoms und der darauf aufruhenden Sandsteine im Gebiete bei Bochnia näher studiren und es zeigte sich, dass, wenn auch die Hauptmasse der Ciężkowicer Sandsteine durch Fossileinschlüsse als alttertiär erkennbar ist, doch die Möglichkeit nicht auszuschliessen sei, einen Theil der Sandsteine von Ciężkowicer Facies im unmittelbaren Hangenden des Neocoms als mittelcretacisch anzusehen.

Inzwischen war Prof. Niedzwiedzki [2]) so glücklich, in Mętniów und Chorągwice bei Wieliczka in seinem Tomaszkowicer Sandstein, welcher petrographisch vom Ciężkowicer Sandstein absolut nicht zu unterscheiden ist und auf Neocomschichten aufruht, Ammoniten und Inoceramen aufzufinden, die das cretacische Alter desselben sicherstellen. Dieser wichtige Fund nöthigt zu einer Annahme, zu

[1]) Jahrb. XXXIII, pag. 461.
[2]) l. c. pag. 16—17.

der sich namentlich der kartirende Geologe nicht gern entschliesst, nämlich, dass in W.-Galizien das Aequivalent der Godula- und Istebnasandsteine in einer Facies entwickelt ist, welche von der der alttertiären Cięzkowicer Sandsteine nicht zu unterscheiden ist. Die Trennung der cretacischen von den alttertiären massigmürben Sandsteinen gestaltet sich um so schwieriger, als die letzteren in regelmässiger Weise ohne deutlich erkennbare Grenze auf den ersteren aufruhen, wie dies namentlich der Liwoczdurchschnitt lehrt.

Bei der Schwierigkeit dieser Verhältnisse ist es begreiflich, wenn Niedzwiedzki, von der sicheren Erkenntniss des cretacischen Alters dieser Sandsteine bei Wieliczka ausgehend, sich veranlasst sah, alle massig-mürben Sandsteine der Kreide zuzustellen, während ich, geleitet durch die so häufigen Menilitschiefereinlagerungen, die Orbitoiden, Nummuliten und Lithothamnien der Cięzkowicer Sandsteine, geneigt war, diese Sandsteine insgesammt in's Oligocän zu versetzen.

Nachdem nun die Funde Niedzwiedzki's eine feststehende Thatsache bilden [1]) und ferner die Lagerungsverhältnisse der Annahme theilweise cretacischen Alters durchaus günstig sind, scheint es mir geboten, zu der ursprünglichen Auffassung zurückzukehren, die massigmürben Sandsteine im unmittelbaren Hangenden des Neocoms als Aequivalent des Godulasandsteins zu betrachten und von den oligocänen zu trennen. Würde sich zwischen die ersteren und die letzteren ein schieferiges Niveau einschalten, dann wäre die Unterscheidung nicht so schwierig, in Wirklichkeit folgen aber die massig-mürben Oligocänsandsteine ohne erkennbare Grenze unmittelbar auf die cretacischen und die Abscheidung beider wird daher immer, selbst wenn noch recht zahlreiche Fossilfunde gelingen sollten, einigermassen willkürlich bleiben.

Prof. Niedzwiedzki erwähnt in seiner oft citirten Arbeit, dass die Tomaszkowicer Sandsteine den Godulasandsteinen auch petrographisch ähnlich sind. Diese Aehnlichkeit ist strenge genommen nur eine ziemlich allgemeine. Dagegen besteht eine sehr weitgehende petrographische Uebereinstimmung zwischen dem Tomaszkowicer beziehungsweise Cięzkowicer und dem Istebner Sandstein. Dieselben massigmürben, weissen, gelblich verwitternden, oft conglomeratartigen grobbankigen Sandsteine und Kugelsandsteine, mit schwärzlichen Zwischenmitteln, übergehend in dünnschichtige kieselige Sandsteine und schwarze Schiefer, wie man sie in Galizien als Cięzkowicer oder Tomaszkowicer Sandsteine und als Bonarówka- oder Lednicer Schichten bezeichnet hat, kennzeichnen auch die Istebner Schichten. Dieselben exotischen Gesteine, wie in den genannten Schichten in Galizien, erscheinen auch in den Istebner Schichten, namentlich das häufigste derselben, ein hellgrauer oder röthlicher Augengneiss, ist auf den ersten Blick als identisch erkennbar.

---

[1]) Herr Chefgeologe Dr. Tietze scheint mündlichen Mittheilungen zufolge nicht geneigt, diesen Funden dieselbe Bedeutung beizumessen. Es wird abzuwarten sein, zu welchen Anschauungen er auf Grund seiner Aufnahme bei Wieliczka gelangt ist, und was zur Stütze derselben angeführt werden wird. Mir scheint es vorläufig unabweisbar, an dem cretacischen Alter eines Theiles der Tomaszkowicer Sandsteine auf Grund der genannten Funde festzuhalten.

Nach den kartographischen Darstellungen von Hohenegger und Fallaux nehmen die Godulasandsteine, die in Schlesien so mächtig entwickelt sind, gegen O. rasch an Mächtigkeit ab und verschwinden schon westlich von Wieliczka. Man kann nunmehr annehmen, dass die Godulasandsteine allerdings einschrumpfen, deren Niveau jedoch durch Sandsteine in der Facies der Istebner Schichten eingenommen wird. Bei Wieliczka greift die Istebner Facies bis zur Basis der mittleren Kreide hinab und dasselbe ist bei Bochnia, am Liwocz u. s. w. der Fall. Ob in Westgalizien die Zeitäquivalente der Godula- und Istebner Sandsteine in der Facies der letzten vorhanden sind, oder nur die ersteren, darüber liegen keinerlei Anhaltspunkte vor, das erstere dürfte wohl wahrscheinlicher sein.

Die ohnedies schwierigen geologischen Verhältnisse des karpathischen Hügellandes werden hiedurch noch erheblich complicirt. Wir haben unter den Sandsteinen von Ciežkowicer Facies einen cretacischen und einem alttertiären Theil zu unterscheiden und ebenso unter den Schichten der Bonarówkafacies. [1]) Nachdem für diese Bildungen zweierlei Namen bereits existiren, könnte man ganz gut die Bezeichnungen Tomaszkowicer und Lednicer Schichten auf den cretacischen, Ciežkowicer und Bonarówkaschichten auf den alttertiären Theil der betreffenden Facies beschränken.

Die geologische Rolle, welche die Tomaszkowicer und die Lednicer Schichten in Westgalizien spielen, ist nicht so bedeutend, wie die der entsprechenden Bildungen in Schlesien. Fehlt ja doch die mittlere Kreide an einzelnen Stellen ganz, wie z. B. bei Rzegocina oder in noch ausgedehnterem Masse zwischen Dembica und Rzeszów.

Alttertiär.

a) Alttertiär im Hügellande.

Während die Kreidesedimente nur als kleinere Aufbrüche oder Inseln erscheinen, die zur Bildung von langen, aber schmalen, vielfach unterbrochenen Zonen zusammentreten, bilden sichergestellte Ablagerungen des Alttertiärs die Hauptmasse des Gebirges. Im Bereiche des Alttertiärs lassen sich vier Hauptfacies unterscheiden, die oberen Hieroglyphenschichten, die Ciežkowicer Sandsteine, die Bonarówkaschichten und die Menilitschiefer, deren Erkennung und Trennung im Allgemeinen leicht durchführbar ist. Sehr schwierig gestaltet sich jedoch in Folge des Fossilmangels und der vorwiegend isoklinalen Lagerung die Feststellung einer Verticalgliederung.

Die oberen Hieroglyphenschichten des Hügellandes bestehen aus kalkarmen, krummschaligen, seltener plattigen, grünlich- oder bläulichgrauen, glimmerreichen Hieroglyphensandsteinen in Wechsellagerung mit schieferigen Mergelthonen. Die einzelnen Sandsteinbänke

[1]) Es darf hier wohl auf die Möglichkeit hingewiesen werden, dass der cretacische Theil der Bonarówkaschichten vielleicht mit den schwarzen, obercretacischen Schiefern von Spas in engem Zusammenhange stehen könnte. Eine genauere Begehung der so wenig bekannten Gegenden westlich von Spas bis zum San würde darüber Aufklärung verschaffen und damit wäre eine der wichtigsten Fragen der Geologie der Sandsteinzone ihrer Lösung entgegenzuführen.

sind reich an Hieroglyphen aller Art, sie haben meist eine Dicke von $1/2$ bis 2 Decimeter, doch können sie zuweilen eine grössere Mächtigkeit annehmen, und über die schieferigen Zwischenlagen weitaus vorwiegen, während andererseits wieder an anderen Stellen die Mergelschiefer und Thone vorwalten können. Niemals aber findet sich das eine oder das andere Element auf Kosten des anderen ausschliesslich ausgebildet vor. Nicht selten stellen sich eine oder mehrere Bänke eines grobkörnigen, conglomeratartigen Sandsteines mit Schwarzkohlenbrocken, zertrümmerten Muschelschalen und Bryozoën ein, bestimmbare grössere Versteinerungen konnten darin nicht aufgefunden werden.

Viele Quadratkilometer Landes bestehen ausschliesslich aus diesem höchst einförmigen, leicht verwitterbaren Gebilde, welches die Facies des „Flysch" in der typischen Form repräsentirt. An der Grenze gegen das Bergland mischen sich die oberen Hieroglyphenschichten mit den rothen Schiefern des Berglandes, es schalten sich hier an mehreren Stellen Kalksandsteinbänke mit Lithothamnien und Nummuliten etc. ein und die Hieroglyphensandsteine sind etwas kalkreicher, den „Ropiankaschichten" ähnlicher wie sonst. Die aus ungefähr 51 Arten bestehende Mikrofauna dieser Vorkommnisse habe ich zum Gegenstande einer besonderen paläontologischen Arbeit gemacht, welche zu einigen Erkenntnissen bezüglich des geologischen Alters und der Bildungsweise geleitet hat. Um Längen zu vermeiden, verweise ich bezüglich dieser Ergebnisse auf die Arbeit selbst. (Jahrbuch 1886, pag. 141—213.) Die Grenzzone zwischen dem Berg- und dem Hügellande ist jedoch nur äusserst schmal, im ganzen Gebiete nördlich davon herrscht die Facies der oberen Hieroglyphenschichten, im Berglande südlich davon die der rothen und bunten Schiefer. [1])

Abgesehen von den später zu besprechenden Menilitschiefern sind nur zweierlei Einlagerungen in den oberen Hieroglyphenschichten bemerkenswerth. In der Gegend von Rybie und Rzegocina erscheinen in der Grenzzone helle bis weisse fucoidenführende, dünnbankige Kalkmergelschiefer, welche allmälig in rothe Schiefer übergehen und zuweilen einzelne kieselige, hornsteinartige Bänke enthalten. Es haben diese durch ihre weisse Färbung und ihren Kalkgehalt auffallenden Schichten viel Aehnlichkeit mit gewissen hellen Kalkschiefern, die im schlesischen Alttertiär in Bystritz und Friedland auftreten.

Beschränkter ist die Verbreitung einer anderen heteropischen Einschaltung, die bisher nur in Biezdziedza nördlich von Jasło, unweit östlich von der Kartengrenze beobachtet wurde. Sie besteht aus hellgrauen oder hellbläulichgrauen mergeligen Kalkbänken von circa 5 Meter

---

[1]) Infolge der räumlich getrennten Verbreitung und verschiedenen petrographischen Entwicklung der schieferigen Ablagerungen des Alttertiärs erschien es mir unerlässlich, hiefür zweierlei Bezeichnungen anzuwenden. Um nicht neue Localnamen geben zu müssen, wurde die Facies des Berglandes unter der Bezeichnung „bunte Schiefer" geführt, während für die Facies des Hügellandes die Benennung „obere Hieroglyphenschichten" gebraucht wurde Die Facies des Hügellandes war es nämlich, welche ich bei meiner ersten Aufnahme in der Sandsteinzone als „obere Hieroglyphenschichten" kennen gelernt hatte. In der vorliegenden Arbeit sind als „obere Hieroglyphenschichten" nur die schieferigen Alttertiärschichten des Hügellandes verstanden, dieser Ausdruck erscheint daher in einem viel engeren Sinne genommen, als ihn beispielsweise Bergrath Paul verwendet, der alle schieferigen Bildungen des Alttertiärs überhaupt darunter umfasst.

Mächtigkeit, welche zahlreiche Exemplare eines an Cythere erinnernden, leider nicht näher bestimmbaren Zweischalers enthält.

Einzelne Partien der oberen Hieroglyphenschichten mit vorwiegender Entwicklung der Sandsteine zeigen Anklänge an die Facies der Kugelsandsteine und Ciężkowicer Sandsteine.

Als Ciężkowicer Sandsteine werden massige oder grobbankige, mittel- bis grobkörnige Sandsteine mit spärlichem, kalkigem Bindemittel bezeichnet, welche innen grauweiss bis schneeweiss gefärbt sind und aussen meist gelb oder bräunlich verwittern. Sie sind fast stets sehr mürbe und zerfallen durch die Verwitterung in losen Sand und Grus. Einzelne mehr oder minder kugelförmig gestaltete Partien übertreffen ihre Umgebung an Härte und wittern vermöge dessen aus dem Gesteine heraus. Die so entstandenen Sandsteinsphäroide liegen bald lose auf der Oberfläche, bald ragen sie aus den aufgeschlossenen Gesteinspartien kugelförmig hervor. Diese so bezeichnenden „Kugelsandsteine" sind im Verbande des Ciężkowicer Sandsteines manchmal vorwiegend entwickelt, manchmal aber auch nur angedeutet. Bisweilen wittern wohl auch grössere Gesteinspartien felsbildend aus ihrer weichen Umgebung hervor und nehmen dann jene oben breite, unten verschmälerte Gestalt an, welche bereits in meinen Beiträgen beschrieben wurde. Derartige Felsbildungen trifft man in der Umgebung von Ciężkowice, ferner bei Gródek an. Nicht selten nehmen die Ciężkowicer Sandsteine die Form plattiger mürber Sandsteine an; wenn im letzteren Falle auch noch das Korn feiner, die Härte gleichmässiger und grösser wird, dann nähern sich die Ciężkowicer Sandsteine der Facies der eigentlichen Magurasandsteine. Derartige Partien werden steinbruchmässig abgebaut und zu verschiedenen Steinmetzarbeiten verwendet.

Schieferige Zwischenmittel fehlen zwischen den Sandsteinbänken der Ciężkowicer Sandsteine fast nie gänzlich. Während sie an einzelnen Stellen sehr zurücktreten, sind sie an anderen fast ebenso mächtig entwickelt, wie der Sandstein selbst. Die Schieferlagen sind meist schwärzlich gefärbt, ziemlich sandig und glimmerreich, und enthalten häufig verkohlte Reste von pflanzenstengel- und schilfähnlicher Gestalt. Manchmal nehmen diese Zwischenlagen eine mehr bräunliche Färbung an, werden dünnblätterig und bituminös, zeigen gelbe Verwitterungskrusten und nehmen so eine Beschaffenheit an, die sehr an die Menilitschiefer erinnert. In vielen Fällen verhindert wohl nur die geringe Mächtigkeit (1/2—2 Meter) die besondere Ausscheidung solcher Lagen als Menilitschiefer.

Wenn die dunklen Zwischenlagen sehr mächtig werden, nehmen sie vollkommen den Charakter der Bonarówkaschichten an, sie erhalten dann Einschaltungen von dünnbankigen, harten, kieseligen, feinkörnigen Hieroglyphensandsteinen und sind durch nichts von den Bonarówkaschichten zu unterscheiden. Ausserdem erscheinen im Verbande der Ciężkowicer Sandsteine nicht selten rothe Thone, die zuweilen eine so bedeutende Mächtigkeit annehmen können, dass sie selbst zur Bildung von Orts- und Flurnamen Veranlassung geben konnten. Es müssen diese rothen Thone der Ciężkowicer Sandsteine von den rothen Thonen des Berglandes und der Grenzzone wohl unterschieden werden. Petro-

graphisch sind sie nur insoferne verschieden, als die „rothen Thone“ des unteren Alttertiärs stets mit sehr bezeichnenden grünen Hieroglyphensandsteinen verbunden sind, die im rothen Thon der Ciężkowicer Sandsteine nicht so deutlich entwickelt sind. Sie fehlen aber auch da nicht völlig, wie man sich an manchen Stellen, z. B. südlich von Gorlice am Ufer der Sękowka, überzeugen kann. Eine besondere kartographische Ausscheidung der rothen Thone des Ciężkowicer Sandsteines konnte nicht vorgenommen werden; abgesehen von den Schwierigkeiten, die in der Natur des Vorkommens begründet sind, würden sehr detaillirte Aufnahmen erforderlich sein, um die einzelnen Facies gleichmässig zu berücksichtigen.

An Versteinerungen ist der Ciężkowicer Sandstein sehr arm. Am häufigsten sind Lithothamnien (wahrscheinlich *L. nummuliticum*) in handgrossen Knollen bis erbsengrossen Fragmenten. Molluskenreste sind äusserst selten, südlich von Szalowa fanden sich in einer Bank grobkörnigen Sandsteines unbestimmbare Bivalvensteinkerne und Austernbruchstücke, damit zusammen kommen mit Schale erhaltene Röhren vor (mit dem Durchmesser von 7 Millimeter), die wohl auf Bohrwürmer zu beziehen sein dürften. Häufiger erscheinen grosse Foraminiferen, namentlich Orbitoiden und zuweilen auch Nummuliten.

Der Sandstein von Libusza bei Gorlice enthält:

Orbitoides papyracea Boub.
Nummulites Boucheri de la Harpe.

Die erstere Art erscheint häufig in Exemplaren von 7—10 Millimeter Grösse. Einzelne Exemplare könnten vielleicht zu *Orb. ephippium Schloth.* gehören, welche Art nach Gümbel (Abhandl. bayr. Akad. X, pag. 697) ohnedies nicht scharf von *Orbit. papyracea* zu trennen ist. Die zweite Art, *Num. Boucheri,* ist viel seltener, sie liegt mir nur in zwei Exemplaren vor, die aber doch die Bestimmung ermöglichten.

In Dominikowice bei Gorlice fanden sich in typischem grobkörnigem Ciężkowicer Sandstein vor:

Orbitoides nummulitica Gümb.
Nummulites Boucheri de la Harpe (?).

Die letztere Art, nur durch ein unvollkommenes Exemplar vertreten, konnte nicht mit voller Sicherheit bestimmt werden. Auch in Wiśnicz und in Iwkowa wurden Orbitoiden aufgefunden, die wahrscheinlich auf *Orb. nummulitica* zu beziehen sein dürften.

Bonarówkaschichten. Mit diesem Namen wurde von mir im Jahre 1882 ein System von schwarzen Schiefern und Thonen bezeichnet, die häufig mit dünnbankigen, kieseligen, in prismatische Stücke zerfallenden, dunklen Hieroglyphensandsteinen in Wechsellagerung stehen. Wegen ihrer engen Verknüpfung mit oberoligocänen massigen Sandsteinen wurden diese Bonarówkaschichten ebenfalls für oligocän angesprochen.

In den folgenden Jahren 1883 und 1884 wurden diese Schichten weiter nach Westen verfolgt und es zeigte sich deutlich, dass die Bonarówkaschichten und die Ciężkowicer Sandsteine einander vertretende Facies darstellen. Bänke von Ciężkowicer Sandstein oder

selbst Verbände von solchen Bänken schalten sich in Bonarówkaschichten ein und umgekehrt geht häufig der Ciężkowicer Sandstein in Bonarówkaschichten über oder enthält Partien, die vollkommen den Bonarówkaschichten entsprechen, wie man dies an vielen Stellen beobachten kann. Diese enge Verknüpfung der genannten Facies bereitet der kartographischen Ausscheidung oft grosse Schwierigkeiten und macht die Begehung kleiner Inconsequenzen unvermeidlich. Geringfügige Partien von Ciężkowicer Sandstein in Bonarówkaschichten und umgekehrt mussten auf den Karten unberücksichtigt bleiben und nur die Hauptentwicklung eines Zuges konnte für dessen Ausscheidung massgebend sein. Um ganz consequent zu sein, hätte man Bonarówkaschichten und Ciężkowicer Sandstein zu einer Ausscheidung zusammenziehen müssen, wie dies auf der Uebersichtskarte geschehen ist. Dies hat aber den Nachtheil, dass hierdurch bedeutende petrographische Verschiedenheiten in der Zusammensetzung des Landes verdeckt werden. Ebenso wie die Ausscheidung der Menilitschiefer zu kleinen Inconsequenzen führt, aus praktischen Gründen trotzdem festgehalten wird, so gilt dasselbe auch für Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten.

Wie mit den Ciężkowicer Sandsteinen, so verbinden sich auch mit den Bonarówkaschichten rothe Thone. Beide Facies sind ausgezeichnet durch den Reichthum an exotischen Blöcken, die in einem eigenen Abschnitte besprochen werden sollen. Versteinerungen sind in den Bonarówkaschichten noch seltener wie im Ciężkowicer Sandsteine. In Zwiernik wurden mehrere Bivalven aufgefunden, leider in unbestimmbarem Zustande. Als Seltenheit trifft man hie und da eine mürbere, grobkörnige Sandsteinlage mit Lithothamnien an.

Die Bonarówkaschichten erinnern bisweilen an gewisse schwarze Neocomschiefer, namentlich diejenigen, welche hier zu den Wernsdorfer Schichten gestellt wurden. Die Aehnlichkeit ist jedoch nur selten so gross, dass man sich bezüglich der jeweiligen Zugehörigkeit in Verlegenheit gesetzt sähe. Die Neocomschiefer enthalten immer krummschalige Sandsteinschiefer mit Spathadern, die den Bonarówkaschichten fremd sind. Ueberdies führen die Neocomschiefer, wenigstens in meinem Gebiete, fast überall bezeichnende Versteinerungen und zeichnen sich dadurch vor den Alttertiärbildungen vortheilhaft aus.

Die auffallendste Facies des Alttertiärs bilden ohne Zweifel die Menilitschiefer, welche im Hügellande in Form von dünnblätterigen chocoladebraunen, selten bläulichgrauen, gelblich beschlagenen, bituminösen Schiefern mit schwarz, braun und weiss gestreiften Hornsteinen auftreten. Schwarze kieselige Schiefer, wie sie im Berglande vorkommen, fehlen hier gänzlich. Eigenthümliche dünnplattige, dichte, fast wie lithographische Schiefer aussehende helle Kalkschiefer mit zahlreichen Fischresten, die ich zuerst in der Gegend von Jasło kennen lernte und von den eigentlichen Menilitschiefern getrennt hielt, sind damit zu vereinigen, da es sich in der Gegend südlich von Bochnia gezeigt hat, dass sie mit echten, typischen Menilitschiefern in engstem Verbande stehen.

Für das Verständniss der westgalizischen Alttertiärbildungen ist die Art und Weise des Auftretens der Menilitschiefer von grosser

Bedeutung. In Ost- und einem Theile von Mittelgalizien bilden die Menilitschiefer nach übereinstimmenden Angaben der Autoren ein Niveau, welches in regelmässiger und stets gleichbleibender Weise die dortigen oberen Hieroglyphenschichten von den oberoligocänen Magurasandsteinen trennt. In Westgalizien und im westlichen Theile von Mittelgalizien dagegen sind die Menilitschiefer an kein bestimmtes, scharf begrenztes Niveau gebunden, sie können als Einlagerung von grösserer oder geringerer Bedeutung sowohl in den oberen Hieroglyphenschichten wie in den Ciężkowicer Sandsteinen und — wenn auch sehr selten — in den Bonarówkaschichten auftreten, ja sie finden sich in mehreren Niveaus übereinander, wie dies die Durchschnitte im Ciężkowicer Sandstein bei Gorlice am besten erläutern. Nur im östlichen Theile des untersuchten Gebietes konnten einige Menilitschieferzüge auf die Erstreckung von mehreren Kilometern erfolgt werden, im übrigen hat man es nur mit wenig ausgedehnten, meist nicht einmal ein Kilometer langen Einschaltungen zu thun. Die Mächtigkeit des eigentlichen Menilitschiefers dürfte in den meisten Fällen 25 Meter nicht viel übersteigen; häufig ist sie geringer und zuweilen sind es nur wenige Bänkchen von $^1/_2$ bis 1 Meter Mächtigkeit, die in dieser Facies entwickelt sind. Dies letztere gilt namentlich von dem erwähnten hellen Kalkschiefer, der dann auf den Karten unausgeschieden bleiben musste. Da, wo die Menilitschiefer im Ciężkowicer Sandstein eingeschaltet sind, werden sie oft von rothen und schmutziggrünlichen Schiefern mit dünnen Sandsteinbänken begleitet. Im Verhältnisse zu der räumlichen und verticalen Entwicklung der übrigen Facies spielen die Menilitschiefer eine ganz untergeordnete Rolle.

Da demnach in allen Schichtgruppen des westgalizischen Alttertiärs Menilitschiefer eingelagert erscheinen und diese nach ihrer freilich noch nicht genügend gekannten Fischfauna als oligocän, ja jungoligocän (tongrisch und aquitanisch) betrachtet werden müssen, ist der Schluss gerechtfertigt, dass sowohl in den oberen Hieroglyphenschichten, wie in den Ciężkowicer Sandsteinen und den Bonarówkaschichten bereits Aequivalente des Oligocäns vorhanden sind und keine alttertiäre Schichtgruppe existirt, die nicht mindestens zum Theil dem Oligocän angehören würde.

Auch die übrigen Fossilreste sprechen, so spärlich sie auch sind, eher für die Vertretung von Oligocän oder Obereocän, keineswegs aber für das ältere Eocän, wie ich schon in früheren Aufsätzen ausführlich auseinandersetzen konnte. Ich nenne in erster Linie die Fauna von Wola lużanska mit ihren kleinen Nummuliten, Orbitoiden, kleinen Brachiopoden, Bryozoën etc. und sodann die Orbitoiden und die spärlichen kleinen Nummuliten der Ciężkowicer Sandsteine.

Jedenfalls lässt sich mit Bestimmtheit behaupten, dass bisher für die Vertretung des älteren und mittleren Eocäns in der westgalizischen Sandsteinzone des Hügellandes keine paläontologischen Anhaltspunkte vorliegen.

Alles deutet eher auf Oligocän hin, und wenn sich auch nicht mit Bestimmtheit behaupten lässt, dass das ältere Eocän vollkommen fehlt, so steht doch jedenfalls das Oligocän stärker im Vordergrunde. Es wurde deshalb die Bezeichnung „Eocän“ vermieden, da dessen Ver-

tretung im westgalizischen Flysch nicht sicher erwiesen, ja sogar fraglich ist und statt dessen die neutrale Bezeichnung Alttertiär angewendet.

Die in Ostgalizien aufgestellte Verticalgliederung des Alttertiärs, wonach die „oberen Hieroglyphenschichten" die untere Stufe vorstellen, worauf dann die Menilitschiefer und endlich die Magurasandsteine folgen, wurde von Bergrath Paul auch auf Mittelgalizien übertragen und auch in Westgalizien suchte ich so lange als möglich daran festzuhalten, dass auch im Hügellande die schieferigen oberen Hieroglyphenschichten die tiefere, die massigen Ciężkowicer Sandsteine die höhere Stufe des Alttertiärs vorstellen. Das nähere Studium der Neocomaufbrüche und ihrer Umgebung hat ergeben, dass diese Auffassung nothwendiger Weise aufgegeben werden muss, wie dies in der Detailbeschreibung ausführlich auseinandergesetzt werden konnte. Schon die Anticlinale von Ciężkowice (Fig. 14) zeigt deutlich, dass die oberen Hieroglyphenschichten von dem älteren Kern der Ciężkowicer Sandsteine äusserst flach abfallen. Dasselbe erweist die Anticlinale von Pogwisdów bei Bochnia, am untrüglichsten aber der Aufbruch des Liwocz (vergl. Fig. 12). Zwei lange Menilitschieferzüge grenzen eine mächtige Zone von Ciężkowicer Sandsteinen gegen N. und S. von oberen Hieroglyphenschichten ab. Mitten zwischen den Menilitschieferzügen, im Gebiete des Ciężkowicer Sandsteines, liegt der Neocomaufbruch des Liwocz. Unmöglich kann man daher die gedachte Sandsteinzone als überschobene Mulde auffassen. Selbst wenn man nicht geneigt wäre, einen Theil der Sandsteine über dem Neocom als mittelcretacisch zu betrachten, so müsste man trotzdem die Ciężkowicer Sandsteine hier für den älteren, die oberen Hieroglyphenschichten für den jüngeren Theil der Alttertiärserie ansehen. Eine andere Betrachtungsweise scheinen mir die Lagerungsverhältnisse auszuschliessen.

In anderen Gegenden dürften die Ciężkowicer Sandsteine in der That das jüngere Glied vorstellen, wie in der Gegend von Rzegocina, wo die Neocomaufbrüche von oberen Hieroglyphenschichten und bunten Schiefern umgeben werden, die im S. von Magurasandsteinen bedeckt, im N. von Ciężkowicer Sandsteinen begrenzt werden. Dasselbe gilt wohl von den Kugel- und Ciężkowicer Sandsteinen nördlich von Grybów, die in die Magurasandsteine der Maslona góra übergehen.

Die oberen Hieroglyphenschichten, die Ciężkowicer Sandsteine und Bonarówkaschichten kann man demnach strenge genommen nur als Facies betrachten. Die Ausscheidung derselben auf der Karte hat nichtsdestoweniger, namentlich wenn hierbei die Menilitschieferzüge genau berücksichtigt werden, einen bleibenden Werth. Die Grenzen zwischen den oberen Hieroglyphenschichten einerseits und den Ciężkowicer Sandsteinen und Bonarówkaschichten andererseits, sind in der Natur vorgezeichnet, sie sind neben den Menilitschieferzügen das einzige sicher gegebene und werden daher auch dann nicht übersehen werden können, wenn es detaillirteren Untersuchungen gelingen wird, eine sicherere Verticalgliederung festzustellen.

Ueber die Beziehungen der Ciężkowicer und Bonarówkaschichten zu den Tomaśkowicer und den Lednicer Schichten Niedzwiedzki's kann auf den Abschnitt über die mittlere Kreide verwiesen werden.

b) Alttertiär im Berglande.

Im Berglande ist die Gliederung des Alttertiärs eine viel schärfere und regelmässigere wie im Hügellande. Hier bilden schieferige Schichten, von Bergrath Paul im Gebiete von Tymbark (westlich von der Kartengrenze) ebenfalls als obere Hieroglyphenschichten bezeichnet, stets in deutlicher Weise die Unterlage der zweifellos das höhere Niveau einnehmenden massigen Magurasandsteine. Die Gliederung des Alttertiärs im Berglande entspricht daher viel besser den ostgalizischen Verhältnissen, wie im Hügellande.

In der unteren Abtheilung des Alttertiärs des Hügellandes wurden folgende Glieder unterschieden: die bunten Schiefer, Menilitschiefer Kaninaschichten, Beloveszaschichten, Sandstein von Orlo.

Bunte Schiefer. Im nördlichen Theile des Berglandes besteht die untere Abtheilung des Alttertiärs vorwiegend aus blutrothen, seltener grünlichen oder bläulichen Schiefern, welche stets schmale, regelmässige, parallelflächige Bänkchen von 2—3 Centimeter Dicke bilden und mit ebenso starken oder etwas stärkeren grünlichen, kieseligen Sandsteinen mit Hieroglyphen in Wechsellagerung stehen.

Die Hieroglyphensandsteine, welche diese Schiefer begleiten, haben gemeiniglich eine grüne Färbung, sind hart und kieselig und zerfallen stets in scharfkantige prismatische Stücke. Namentlich jene Sandsteine, die aus den rothen Schieferpartien stammen, sind durch rein kieselige Beschaffenheit und tief flaschengrüne Färbung gekennzeichnet. Die Sandsteine dagegen aus jenen Schieferpartien, wo die bläuliche und grünliche Färbung überwiegt, sind zumeist auch heller gefärbt und zuweilen auch dickbankiger. In dem Masse, als die Färbung der Sandsteine in's lichtgrüne verläuft, nehmen sie auch an Kalkgehalt zu, verlieren an Härte, erhalten eine schwach krummschalige Textur und werden von weissen Spathadern durchsetzt. Auf diese Weise nähert sich das Alttertiär in seiner petrographischen Beschaffenheit so sehr an die cretacischen Inoceramenschichten, dass es dann zuweilen, wenn nicht Fossilfunde gelingen, sehr schwierig wird, zu unterscheiden, welche von beiden Formationen vorliege.

Einzelne Lagen der beschriebenen Sandsteine können manchmal durch mehr hellgraue oder hellgrünliche, ungleichkörnige bis grobkörnige, tuffig aussehende Sandsteine ersetzt sein, die Glauconit und Lithothamnientrümmer enthalten und einzelne kleine Nummuliten und Orbitoiden führen, wie z. B. in Ropa oder Pasierbiec. Es ist aber gerade nur die Grenzregion zwischen Berg- und Hügelland, welche durch Nummulitenvorkommnisse ausgezeichnet ist, weiter südlich, im eigentlichen Bergland, hat sich diese Abtheilung bisher als ganz versteinerungsleer erwiesen, wenn man von den zahlreichen Hieroglyphen und Fucoiden absieht. Die letzteren treten in den beschriebenen Schichten nicht sehr häufig auf, sie finden sich darin vorwiegend in thonigen Lagen, die sie manchmal körperlich durchsetzen.

Von den „oberen Hieroglyphenschichten“ des Hügellandes sind die „bunten Schiefer“ der Facies nach vollkommen verschieden. Nur in der schmalen Zone, wo das Hügelland und das Bergland aneinandergrenzen, mischen sich die beiden Facies, sonst erscheinen sie räumlich von einander vollkommen getrennt. Es erscheint mir daher für das

untersuchte Gebiet vollkommen gerechtfertigt, die beiden Facies auf den Karten zu scheiden und sie mit besonderen Namen zu belegen. Die Erkenntniss, dass ein Theil der „oberen Hieroglyphenschichten" des Hügellandes zum jüngsten Oligocän gehört, während die bunten Schiefer stets eine tiefere Position einnehmen, macht diese Scheidung noch nothwendiger. Die hier gewählten Bezeichnungen hätten wohl passender durch Localnamen ersetzt werden sollen, da der Ausdruck „bunte Schiefer" zu unbestimmt ist. Nur um die Nomenclatur der karpathischen Flyschbildungen nicht mehr zu vergrössern als unbedingt nöthig, wurde von einer anderen Benennung Abgang genommen.

Menilitschiefer. Die bunten Schiefer der nördlichsten Zone des Berglandes sind dadurch ausgezeichnet, dass daselbst in ihrem Verbande Menilitschiefer von eigenthümlicher, an die Smilnoschiefer erinnernder Beschaffenheit auftreten. Sie erscheinen am besten entwickelt in den Localitäten Ropa, Grybów, Marcinkowice, Klęczany, Limanowa [1]) und könnten nach der Localität Grybów der Bequemlichkeit wegen Grybówer Menilitschiefer genannt werden. Es sind dies schwarze oder dunkelbraune, blätterige oder dünnplattige bituminöse Schiefer, die häufig grosse Linsen oder Knauern von kieseligem Thoneisenstein enthalten und zuweilen auch kleinere kalkige Partien einschliessen. Die letzteren erscheinen oft von Bitumen durchzogen. Zuweilen enthalten sie Hornsteine von schwarzer Farbe, jedoch seltener wie die gewöhnlichen Menilitschiefer. Fischreste, namentlich Schuppen kommen vor, doch auch seltener wie im Menilitschiefer des Hügellandes. Am meisten weichen die Grybówer Menilitschiefer dadurch von den übrigen ab, dass sie zuweilen dünne Hieroglyphensandsteinbänke einschliessen. Die zwischen diesen Sandsteinen liegenden Schiefer oder Thone verlieren dann häufig ihre dunkle Färbung, sie werden grau gefärbt und erscheinen durch ihre Absonderung in 1—2 Centimeter dicke, streng parallelflächige Platten auffallend gekennzeichnet. Dadurch unterscheiden sie sich leicht von den oberen Hieroglyphenschichten des Hügellandes, denen sie im übrigen ähnlich sind. An einzelnen Stellen, wie in Klęczany und Marcinkowice, bilden Schiefer der letzteren Art die Hauptmasse des Menilitschiefers. Sehr häufig zeigt der Menilitschiefer secundäre Faltungen, welche namentlich bei der letzteren Ausbildung desselben auffallend sind und niemals fehlen. Im Hangenden des Menilitschiefers stellen sich an einzelnen Orten unter Wechsellagerung an der Grenze Magurasandsteine ein, an anderen erscheinen die Menilitschiefer im Complex der bunten Schiefer eingeschaltet und der Magurasandstein erscheint erst im Hangenden der bunten Schiefer.

Kaninaschichten. Südlich vom Menilitschieferzuge Klęczany-Męcina-Limanowa verbindet sich mit dem letzteren ein eigenthümliches Localgebilde, das den Kaninarücken zusammensetzt und darnach benannt sein möge. Es bestehen die Kaninaschichten aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen, kieseligen Sandsteinen mit dünnen Sandsteinschiefern und dunkelgrünlichen oder bräunlichen, gelblich verwitternden Schiefern, die sich durch einen eigenthümlich seidenartigen Glanz auszeichnen und in feine Blättchen zerfallen. Sie schliessen sich enge an die

[1]) Auch die Menilitschiefer von Ropianka nähern sich dieser Ausbildungsweise.

Grybower Menilitschieferfacies an, können aber damit nicht zusammengeworfen werden. Versteinerungen konnten darin leider nicht aufgefunden werden.

Beloveszaschichten. Verfolgt man die Aufbrüche der bunten Schiefer vom N.-Rande des Berglandes weiter nach S. gegen die ungarische Grenze zu, so bemerkt man, dass sich allmälig eine Veränderung in der Zusammensetzung dieser Schichten vollzieht. Es zeigt sich zunächst, dass nur die untere Partie derselben die bunte Färbung beibehält, während die obere Partie im Liegenden des Magurasandsteines eine durchgehends schmutziggrünliche, bläuliche oder graue Färbung bei regelmässiger Absonderung in dünne parallelflächige Platten erkennen lässt. Zwischen diesen dünnen Thonplatten liegen einzelne schmale, innen graue, aussen graugrünliche Hieroglyphensandsteinbänke von 2—5 Centimeter Dicke. Je weiter nach S. man gelangt, desto mehr verlieren sich die bunten Farben des Schiefers, desto mehr wiegen die schmutziggrünen Schiefer und Sandsteine vor, bis ungefähr in der Gegend der ungarischen Grenze das ganze Schichtensystem mit Ausnahme der untersten Lagen den Charakter der Beloveszaschichten annimmt, welche Paul im Saroser Comitat in Ober-Ungarn ausgeschieden hat. Diese Faciesänderung vollzieht sich so allmälig und schrittweise, dass es nicht möglich ist, eine scharfe Grenze zwischen den Verbreitungsgebieten beider Facies anzugeben.

Spuren davon erscheinen schon im nördlichen Theile des Berglandes bei Limanowa, noch mehr bei Sandec.

Die grauen oder grünlichen Sandsteine der Beloveszaschichten sind stets ziemlich glimmerreich und feinkörnig, sie werden von einzelnen Spathadern durchzogen und zeigen fast nie krummschalige Textur, sondern zerfallen, wenn man sie zerschlägt, stets in prismatische Stücke. Auch durch die Verwitterung ergeben sich stets prismatische oder cubische Stücke. Unter den Hieroglyphen dieser Sandsteine kehren gewisse Formen mit grosser Regelmässigkeit wieder, und zwar hauptsächlich die sogenannten Helminthoideen und die zopfförmigen Taonuren. Fucoiden treten namentlich in den Schieferlagen auf.

So einförmig die Beloveszaschichten im Allgemeinen erscheinen, so können sie doch an einzelnen Orten durch die Einschaltung von verschiedenen abweichenden Gesteinen eine grössere Mannigfaltigkeit erlangen. Zuweilen nimmt der Sandstein etwas grössere Mächtigkeit ($^1/_4$—$^3/_4$ Meter) an, und dann erscheinen auch die zwischen den Sandsteinen lagernden Schieferpackete etwas mächtiger wie sonst. In Zdynia und in Langenau bei Bartfeld treten im Verbande der Beloveszaschichten dickbankige, plattige, feinkörnige und grobkörnige, ziemlich kalkreiche Sandsteine auf, die häufig Kohlenbrocken auf ihren Schichtflächen führen und dünne Zwischenlagen von sandigem, bläulichem Schiefer enthalten. Sie entsprechen vollkommen den Alttertiärsandsteinen bei Orlo (Saroser Klippenzug). Auf dem Sattel zwischen Belovesza und Andrzejowa erscheinen neben rothen und bunten Schiefern Lagen von hellem Cementkalk oder Mergel mit Fucoiden und Thoneisensteinen. Weiter gegen Andrzejowa zu folgen schwarze, dünnschichtige, kieselige Kalke, die stark zerklüftet sind und ähnlich wie die Hornsteine der Smilnoschiefer aussehen.

Wie in dem bunten Schiefer in einzelnen Strichen die Grybower Menilitschiefer eingelagert sind, so in den Beloveszaschichten die Smilnoschiefer. In dem von mir untersuchten Gebiete treten sie nur in der Gegend von Smilno und Niklova auf. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit wurden sie von Hauer und Paul u. A. so eingehend beschrieben, dass die nochmalige Beschreibung überflüssig erscheint.

Etwas weiter südlich, in Richwald, Bartfeld SW. und in Malczyo. westlich von Bartfeld kommen abermals Menilitschiefer mit zahlreichen Fischresten vor, und zwar in Form von sandigen, blätterigen, hellgelben oder rost- und chocoladebraunen Schiefern, die härtere, kieselige, sandige mit Eisenoxydhydrat überzogene Lagen, ähnlich den Hornsteinen der gewöhnlichen Menilitschiefer enthalten. Menilitschiefer von genau übereinstimmender Beschaffenheit wurden westlich von diesen Vorkommnissen in Lubotin bei Orló und in Ujak im Bereich der südlichen Klippenlinie angetroffen. In Ujak enthält dieser Menilitschiefer eine Bank mit Nummuliten und dasselbe scheint in Malczyo der Fall zu sein. In dieser Localität konnte ich mächtige Blöcke einer Kalkbreccie mit Nummuliten knapp neben Menilitschiefern vorfinden, die allerdings nur lose im Bachbett lagen, aber nach ihrer Grösse unmöglich von weit hergebracht sein konnten. Aus diesen Blöcken konnten folgende Formen bestimmt werden:

Nummulites Lucasana Defr., ziemlich häufig.
„ *granulosa d'Arch.*, 5 Exemplare.
„ *spira?* unsicheres Exemplar.
„ *Tchichatcheffi d'Arch?*
„ *indet.*, Gruppe d. *Murchisoni Brunn.*
„ *indet.*, kleine Formen.
„ *indet.*, grosse Formen, nicht bestimmbar, weil fest mit dem Gestein verwachsen.
Orbitoides stellata d'Arch., häufig.
„ *papyracea*, 2 Exemplare.
„ *nummulitica Gümb.*, 3 Exemplare.
Heterostegina reticulata Rütim., 2 Exemplare.
Pulvinulina rotula Kaufm., 2 Exemplare.
Bryozoën.
Durchschnitte von kleinen Gasteropoden.

Das Vorkommen von grossen Nummuliten, ferner von *N. Lucasana* und von Assilinen *(N. granulosa* und *spira)* würde zu dem Schlusse berechtigen, dass hier eine Vertretung von Mittel- oder sogar Alteocän anzunehmen sei, wenn es nicht äusserst wahrscheinlich wäre, dass sich die Nummuliten hier auf zweiter Lagerstätte befinden. Schon die Art und Weise ihrer Erhaltung, ferner die Brecciennatur des Gesteines und die Nähe der Menilitschiefer sprechen dafür.

In dem Gebiete zwischen der hohen Tatra und dem südlichen Klippenzuge kann man die Erscheinung, dass echt eocäne Nummuliten in verschiedenen Niveaus des Oligocäns in Breccienbildungen vorkommen, an zahllosen Punkten verfolgen. Unter Berücksichtigung aller Verhältnisse scheint mir daher diese Annahme für Malczyo nicht nur statthaft, sondern nothwendig.

Die obere Abtheilung des Alttertiärs wird im ganzen grossen Gebiete des Berglandes, sowie im Saroser Comitat Ungarns durch den Magurasandstein vertreten.

Wie bekannt ist der Magurasandstein ein dickbankiger oder massiger, meist feinkörniger, fester Sandstein von hellgrünlicher Färbung, mit grauen, gelblichen oder schmutziggrünlichen Schieferzwischenlagen. Bald erscheint der Magurasandstein massig und bildet mächtige Bänke von 1—2 Meter Mächtigkeit, wobei die Schieferlagen auf ein Minimum reducirt werden oder ganz verschwinden, bald ist er nur grobbankig entwickelt und enthält dann reichliche Schieferzwischenlagen. In einzelnen Partien können sogar die Schiefer über die Sandsteine vorwiegen und dann fällt es manchmal sehr schwer, die schieferige Ausbildungsart des Magurasandsteines von den Schiefern der unteren Abtheilung des Alttertiärs zu unterscheiden.

Man hat in solchen kritischen Fällen nur zwei Möglichkeiten, um Anhaltspunkte für eine befriedigende Scheidung zu gewinnen, und zwar die petrographische Beschaffenheit solcher Bildungen und das Verfolgen derselben im Streichen. Die Schieferlagen des Magurasandsteines sind stets etwas kieselig und zeigen niemals bunte Farben, die Sandsteine sind meist dickbankiger als die Sandsteine der unteren Schichtgruppe. Verfolgt man solche fragliche Bildungen im Streichen, so ergibt sich in den meisten Fällen sehr rasch, mit welcher Abtheilung man es zu thun hat, nichtsdestoweniger bleiben doch Partien übrig, wie z. B. in der Gegend von Łącko am Dunajec, über deren Stellung man sich schwer Klarheit verschaffen kann. Wo die Magurasandsteine mit Schiefern wechsellagern, führen sie auf den Schichtflächen plumpe, meist wulstförmige Hieroglyphen. Die petrographischen Unterschiede des Magurasandsteines gegen den ihm so sehr ähnlichen Ciężkowicer Sandstein wurden schon bei früheren Gelegenheiten hervorgehoben, sie bestehen hauptsächlich darin, dass der Ciężkowicer Sandstein viel mürber ist, andersartige Zwischenlagen enthält und zahlreiche exotische Blöcke führt, die im Magurasandstein unseres Gebietes der Hauptsache nach fehlen.

Bei Bartfeld enthalten die Magurasandsteine versteinerungsfreie graue Kalke und eigenthümliche, gelbliche, kieselige, eisenschüssige Bänke, die sich auch anderwärts wiederfinden (Schiefer von Łącko).

Im nördlichen und mittleren Theile des Berglandes sind die Magurasandsteine fast stets feinkörnig und blockfrei, nur am äussersten N.-Rande der Magurasandsteinkette von Rzegocina finden sich grobkörnige oder conglomeratische Sandsteine, in denen, wie schon im Vorhergehenden erwähnt, zerkleinertes Material der exotischen Gesteine des Vorlandes erkannt werden konnte. Im S. des Berglandes dagegen, gegen die südliche Klippenlinie zu, stellen sich wieder Conglomerate ein, die aus verschiedenen krystallinischen Gesteinen, rothen und grauen Quarziten, grauen Kalken und mehreren anderen Gesteinen zusammengesetzt sind. Es konnten derartige Gesteine namentlich in der Gegend von Malczyo, Luko, Sznako, Boglyarka westlich von Bartfeld gesammelt, jedoch in Folge starker Verwitterung nicht näher beschrieben werden. Sicher ist jedoch, dass sie von den exotischen Gesteinen des Hügellandes vollkommen verschieden sind.

Die Magurasandsteine sind überaus versteinerungsarm. Walter und Szajnocha fanden darin an einer Stelle, bei der Brücke zwischen Ropica ruska und Małastow die *Alveolina Bosci Defr.* (syn. *Alv. longa Czij.*) in einem Exemplar, das gut erhalten ist und eine sichere Bestimmung zulässt. *Alv. Bosci* kommt auch im Eocän des Waschberges bei Wien vor, ist überhaupt aus allen Eocän- und Miocänstufen bekannt und reicht bis in die Gegenwart. Für die nähere Altersbestimmung ist daher diese Form belanglos. In Klęczany fand ich in dunkelgrauem, grobkörnigem Magurasandstein drei granulirte Nummuliten, die sehr wahrscheinlich zu *N. Lucasana Defr.* gehören, also eine Form, die für mitteleocänes Alter spricht. Da aber der Magurasandstein hier über fischführenden, typischen Menilitschiefern lagert und die Nummuliten sogar aus einem ziemlich hohen Niveau dieses Sandsteines herrühren (vergl. die Detailbeschreibung), muss der Magurasandstein hier trotzdem für oligocän angesprochen werden. Von den Numuliten aber dürfte wohl mit Recht anzunehmen sein, dass sie sich hier auf secundärer Lagerstätte befinden.

Menilitschiefereinlagerungen, wie sie beim Cięzkowicer Sandstein so häufig sind, fehlen beim Magurasandstein fast ganz. Nur an einer Stelle des Aufnahmsgebietes, in Stebnik (unweit Smilno) im Saroser Comitat kommt (vergl. die Detailbeschreibung) in der untersten Partie des Magurasandsteines eine ungefähr 1/3 Meter mächtige Lage eines dunklen bituminösen Schiefers von der Beschaffenheit des Menilitschiefers mit zahlreichen Fischresten vor, welche bereits von Paul erwähnt wurde.

Wo der Magurasandstein von Menilitschiefern unterlagert wird, wie bei Klęczany, findet an der Grenze Wechsellagerung statt.

Wie der Cięzkowicer, so nimmt auch der Magurasandstein ausgedehnte Flächen ein. Alle bewaldeten Berghöhen, die massigeren Berggruppen und -Züge erscheinen aus diesem Gestein zusammengesetzt, während die tieferen und flacheren cultivirten Gehänge der Längsthäler und die niederen Sättel aus den leichter verwitterbaren Schiefern und Sandsteinen der unteren Abtheilung gebildet werden.

Für die nähere geologische Altersbestimmung der Alttertiärbildungen des Berglandes liegen ebenfalls nur äusserst spärliche Anhaltspunkte vor. Die bunten Schiefer enthalten allerdings hier und da Nummuliten, die echt eocänen Arten nahe stehen, allein wie wenig das vereinzelte Vorkommen solcher Formen beweist, zeigt *Nummulites Lucasana* im zweifellos oligocänen Magurasandstein von Klęczany, zeigen die Nummuliten von Malczyo. Hält man sich an die feststehende Thatsache, dass bereits in ziemlich tiefen Niveaus der bunten Schiefer Menilitschiefer eingeschaltet sind, so ergibt sich, dass mindestens ein Theil derselben sicher dem Oligocän zufällt. Die Magurasandsteine, welche die bunten Schiefer und Beloveszaschichten so regelmässig und klar überlagern und überdies ebenfalls, wenn auch nur sehr selten, Menilitschiefer führen, müssen gänzlich in's Oligocän versetzt werden.

Exotische Blöcke.

Die galizische Sandsteinzone ist durch den Reichthum an exotischen Blöcken ausgezeichnet, die sich in verschiedenen Schichtgruppen vorfinden.

Die Neocombildungen in schlesischer Facies enthalten nicht selten Einschlüsse von eigenthümlichen grauen Gneissen, von grauen, kieseligen Fleckenkalken und von hellen Tithonkalken. Eigentliche tithonische Blockklippen, wie sie in Schlesien und in der Gegend von Wieliczka vorkommen, wurden mir in dem beschriebenen Gebiete nicht bekannt.

Die Inoceramenschichten des Nordrandes, welche weiter östlich im Gebiete von Dembica durch einen ziemlich auffallenden Reichthum an exotischen Blöcken ausgezeichnet sind [1]), scheinen in dieser Gegend blockarm zu sein. Am zahlreichsten und mannigfaltigsten sind die exotischen Blöcke der Bonarówkaschichten und der massig-mürben Sandsteine von Ciężkowicer Facies. Ihr Verbreitungsgebiet ist sehr ausgedehnt. Nach S. reichen sie so weit, als die genannten Sandsteine, also bis an den Fuss des Berglandes. Nach W. greifen sie jedenfalls über die Kartengrenze hinaus und nach O. wurden sie von mir ungefähr bis zum San und Wislok verfolgt. Ueber das weiter östlich gelegene Gebiet dagegen liegen keinerlei Beobachtungen vor, es ist daher vorläufig noch unbekannt, wie weit nach O. sich diese exotischen Vorkommnisse erstrecken.

Im Vorhergehenden wurde auseinandergesetzt, dass ein Theil der Sandsteine von Ciężkowicer Facies als Aequivalent des Godula- und Istebner Sandsteines zu betrachten ist (Tomaszkowicer Sandstein), während der grössere Theil zum Alttertiär gehört (Ciężkowicer Sandstein). Dass sich die Blöcke im letzteren jedenfalls vorfinden, ist an vielen Stellen sichergestellt, ob aber auch die cretacischen Sandsteine dieselben Blöcke führen, darüber konnten im Aufnahmsgebiete keine sicheren Anhaltspunkte gewonnen werden. Die geologischen Detailaufnahmen in Schlesien haben inzwischen erwiesen, dass genau dieselben exotischen Blöcke, namentlich der so bezeichnende Augengneiss, in den Istebnerschichten in grosser Menge vorkommen. Dies macht es sehr wahrscheinlich, dass die exotischen Blöcke in Galizien sowohl im Alttertiär, wie in den mittleren und oberen Kreideschichten vorkommen.

Die oberen Hieroglyphenschichten, die bunten Schiefer, die Beloveszaschichten und die übrigen Ersatzfacies derselben und endlich die Magurasandsteine sind frei von grösseren exotischen Blöcken. Erst im südlichsten Theile des Aufnahmsgebietes erscheinen im Magurasandsteine Blöcke eingestreut, die jedoch von den exotischen Blöcken des Hügellandes vollkommen verschieden sind.

Im Ciężkowicer und Tomaszkowicer Sandstein, in den Bonarówka- und Lednicer Schichten konnten folgende Gesteine als exotische Blöcke nachgewiesen werden:

1. Pegmatitischer Augengneiss.

In allen Localitäten, wo überhaupt exotische Blöcke vorkommen, begegnet man einem grobfaserigen, deutlich pegmatitisch ausgebildeten Augengneiss. Dünne Lagen von Quarz wechseln mit dickeren Lagen

[1]) Vergl. meine Beiträge etc. pag. 485 und 501, ferner V. Hilber, Randtheile der Karpathen, Jahrbuch 1885, pag. 423.

von Feldspath ab, auf den Oberflächen derselben sind feine Glimmerblättchen spärlich ausgestreut. Die lagenweise Vertheilung von Quarz und Feldspath bedingt die pegmatitische Structur, die man am besten auf den senkrecht auf die Schieferung liegenden Flächen erkennt. Die Feldspäthe eines Bandes schwellen abwechselnd an und ab und bedingen dadurch den welligen Verlauf der einzelnen Bänder. Bei einzelnen Feldspathkörnern ist das Anschwellen ein so starkes, dass man einen wahren Augengneiss erhält. Die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspathpartien haben gewöhnlich den Durchmesser von 10—20 Millimeter, nur ausnahmsweise trifft man noch grössere Ausscheidungen an. Auch der Quarz erscheint zuweilen in Form grösserer Ausscheidungen, wenn auch viel seltener als der Feldspath; ein Stück von Gorlice zeigt eine Quarzlinse von 55 Millimeter grösstem Durchmesser. Die Farbe des Feldspathes ist meist weiss bis hellgrau, häufig mit einem leichten Stiche in's Rosenrothe oder Röthlichgelbe. Ausgesprochen rothen Feldspath enthält dieser Gneiss nur ausnahmsweise, so in dem Conglomerat von Rybie und Kamionna bei Rzegocina (Bochnia S.). Wenn der im Allgemeinen sehr zurücktretende Glimmer etwas stärker entwickelt ist, dann nimmt das Gestein eine dunkelgraue Färbung an.

An dieses verbreitetste exotische Gestein, das wegen seiner auffallenden petrographischen Eigenschaften leicht wieder zu erkennen ist, schliessen sich nun noch einige andere Gneissvarietäten an, die durch petrographiche Uebergänge mit dem pegmatitisch ausgebildeten Gneiss so enge verbunden sind, dass man sie als unbedingt zusammengehörig bezeichnen muss. Man überzeugt sich davon leicht, wenn man an reichen Localitäten grössere Mengen exotischer Gesteine aufsammelt und dieselben vergleicht. Es sind dies namentlich folgende Hauptvarietäten:

2. Schieferiger Gneiss.

Indem die einzelnen Lagen von Feldspath und Quarz dünner werden und gleichzeitig reichlich Glimmer aufnehmen, geht der pegmatitische Augengneiss in schieferigen Gneiss über. Auf den Absonderungsflächen der einzelnen Lagen sind Glimmerlamellen so reichlich entwickelt, dass sie den Feldspath und Quarz vollkommen überziehen und das Gestein auf den Schieferungsflächen ganz das Aussehen von Glimmerschiefer erhält. Senkrecht auf die Schieferungsfläche dagegen besitzt das Gestein ein ganz anderes Aussehen, es zeigt sich aus dünnen, fast linienförmigen Streifen zusammengesetzt. Der schieferige Gneiss hat stets eine graue bis grünliche Färbung. Die Uebergänge von pegmatitischen zum schieferigen Gneiss sind ganz schrittweise. Er findet sich ebenfalls an allen Localitäten, doch seltener, wie der pegmatitische Gneiss.

3. Granitischer Gneiss mit undeutlicher Parallelstructur.

Feldspath, Quarz und beide Glimmer bilden ein fein- bis mittelkörniges, gleichmässiges Gemenge. Parallelstructur undeutlich. Die Färbung des Gesteins ist grau, manchmal dunkelgrau. Seltener wie der pegmatitische und schiefrige Gneiss.

4. Undeutlich pegmatitischer Gneiss mit spärlichem Quarz und Glimmer.

Noch seltener wie die vorhergehenden Varietäten ist ein pegmatitischer Gneiss, in welchem der Quarz nur in Form äusserst feiner, fast linienförmiger, kurzer Streifen erscheint und der Glimmer nur sehr spärliche feine Flocken und Schüppchen bildet. Einzelne Feldspäthe sind porphyrisch ausgeschieden. Es bedarf einer näheren Betrachtung, um die Verwandtschaft dieses Gesteines mit dem gewöhnlichen pegmatitischen Gneiss zu erkennen.

5. Quarz.

Wasserhelle Quarze treten ebenfalls in allen Localitäten auf; die Stücke erreichen wie es scheint nur Faustgrösse, meist sind sie kleiner und dann erscheinen sie gut gerundet, mit Geschiebeform.

5. Hornstein.

Hornstein bildet ebenfalls häufig das Material exotischer Gesteine. Er zeigt keine deutliche Geschiebeform, sondern erscheint meist in länglichen Stücken, mit gerundeten Kanten, und ist oft mit unregelmässigen Höhlungen versehen.

6. Quarzit.

Häufig, wenn auch seltener als Gneiss erscheint Quarzit oder Quarzsandstein von grauer bis hellbläulicher Färbung. Zeigt häufig deutliche Geschiebeform.

7. Korallenkalk (Tithonkalk).

Heller, grauer oder weisser Kalk mit zahlreichen Korallen und anderen Versteinerungen, die bald in Kalk erhalten, bald kieselig sind. Petrographisch stimmt das Gestein vollkommen mit dem koralligenen Stramberger und Inwalder Tithonkalk. In allen Localitäten, die überhaupt exotische Blöcke führen, tritt Tithonkalk in grösseren oder kleineren, meist gut gerundeten Stücken auf.

Ausser dem hellweissen oder grauen typischen Tithonkalk mit Versteinerungsdurchschnitten erscheinen noch häufig dichte, subkrystallinische, innen bläulichgraue, aussen gelblich verwitternde Kalke als exotische Einschlüsse. Ob dieselben auch zum Tithonkalk gehören oder ein selbstständiges Gestein darstellen, wage ich nicht zu bestimmen, da hierüber zu wenig Anhaltspunkte vorliegen.

Die bisher besprochenen Gesteine erfreuen sich in dem durch Führung exotischer Blöcke ausgezeichneten Gebiete einer ziemlich allgemeinen Verbreitung; die folgenden Gesteine dagegen wurden nur selten, in wenigen oder gar nur in einer Localität aufgefunden.

8. *Productus*-Kalk.

In den Bonarówkaschichten des Trzemesnathales (südöstlich von Tarnów) fand sich ein riesiger, mindestens einen Cubikmeter fassender Block eines bläulichgrauen und röthlichen Kalkes mit Korallen, Bryozoën und Brachiopoden, der petrographisch vollkommen mit gewissen Typen des Kohlenkalkes aus dem Krakauer Gebiete übereinstimmt.

Ich konnte leider nur ein kleines Stück von diesem gerundet viereckigen Blocke abschlagen, welches ein schönes Exemplar eines *Productus* enthält. Derselbe versteinerungsreiche Kohlenkalk findet sich auch in der an Trzemesna angrenzenden Localität Zwiernik.[1]) Es verdient hervorgehoben zu werden, dass Niedzwiedzki[2]) in der Wieliczkaer Gegend in den Lednicer Schichten, die ich mit meinen Bonarówkaschichten mindestens theilweise identificiren muss, ebenfalls Kohlenkalkblöcke mit *Productus cf. giganteus* aufzufinden in der Lage war.

9. Ammonitenmergelkalk.

Unter den exotischen Blöcken des Ropaufers bei Gorlice befindet sich ein hellgrauer mergeliger Kalk, welcher einen Ammonitendurchschnitt, *Perisphinctes sp. ind.* enthält. In petrographischer Beziehung erinnert das Gestein sehr an den Kalkstein der Oxfordstufe des Gebietes von Krakau, und nicht an den Tithonkalk.

10. Glimmerporphyrit.

In Kobylanka kommen ziemlich zahlreiche, kopfgrosse Blöcke eines schwärzlichgrauen, mikrokrystallinischen Eruptivgesteins vor, welches nur wenig kleine Feldspathleistchen und Biotitblättchen porphyrisch ausgeschieden enthält. Das betreffende Gestein ist verhältnissmässig wenig verwittert und zeigt eine röthlichbraune geglättete Oberfläche. Ein ähnliches Gestein mit grösseren Feldspathausscheidungen wurde in Palesnica aufgefunden. Herr C. v. John hatte die Freundlichkeit, eine nähere Untersuchung dieser Gesteine vorzunehmen und stellt mir hierüber folgende Zeilen zur Verfügung:

„Das Gestein von Palesnica zeigt in der Ausbildung der Grundmasse wesentliche Verschiedenheiten von den Andesiten von Rzegocina und Kamionna, gehört aber doch jedenfalls petrographisch in dieselbe Gruppe, höchstens könnte es, wenn das geologische Alter desselben ein höheres wäre, zu den Porphyriten gezählt werden. Die Grundmasse dieses Gesteines ist rein mikrokrystallin und besteht aus kleinen Körnchen von Feldspath und zahlreichen kleinen Fetzchen von Biotit, und ist durchsetzt von zahlreichen grauen Pünktchen und Eisenoxydpartikelchen (Ferrite), sowie von einzelnen grösseren Partien eines unregelmässig begrenzten schwarzen Erzes. Die grossen ausgeschiedenen Feldspathe sind wasserhell und sehr arm an Einschlüssen. Dieselben sind grösstentheils Plagioklas, es kommt jedoch auch Sanidin vor. Augit ist nicht nachweisbar, dagegen kommt Biotit in einzelnen grösseren Blättchen in dem Gesteine vor.

Dem vorbeschriebenen Gestein sehr ähnlich ist das Gestein von Kobylanka. Die Grundmasse desselben ist weitaus überwiegend rein mikrokrystallin und besteht fast nur aus Feldspathleistchen und Körnchen. Hier und da ist dazwischen ein kleines Biotitblättchen und einzelne schwarze Erzkörner bemerkbar. Die Einsprenglinge sind theils Feldspath, theils Biotit. Ueber beide gilt dasselbe wie bei dem Gestein

[1]) Die betreffenden Stücke gingen mir leider beim Transporte aus Zwiernik nach Pilzno verloren.

[2]) Beitrag z. Kenntn. d. Salzform. I, pag. 40.

von Palesnica. Das Gestein von Kobylanka ist also ebenfalls ein Biotitandesit oder ein Glimmerporphyrit."

Da die vorliegenden Gesteine im Alttertiär, möglicher Weise auch schon in der oberen Kreide eingeschlossen sind, ist es wohl sicher, dass sie Eruptivbildungen der mesozoischen oder einer noch älteren Epoche vorstellen, und daher, wenn man sich der gegenwärtig in der Petrographie üblichen Bezeichnungsweise bedient, nicht als Andesite, sondern Porphyrite zu bezeichnen sind.[1]) Der directe Vergleich dieser Porphyrite mit den betreffenden Gesteinen der Krakauer Gegend hat zu keinem positiven Ergebniss geführt. Herr Chefgeologe Fr. Tietze theilte mir freundlichst mit, dass ihm bei der geologischen Aufnahme des Krakauer Gebietes keinerlei ähnliche Eruptivgesteine bekannt wurden. Das Herkunftsgebiet derselben ist also vorläufig unbekannt.

Form und Grösse der exotischen Blöcke unterliegen vielfachen Schwankungen. Man findet Blöcke vom Inhalt mehrerer Cubikmeter und alle Zwischenstufen von diesen bis zu nuss- und erbsengrossen Bröckchen. Die grösseren Blöcke sind meist unregelmässig vieleckig gestaltet, zuweilen mit scharfen, häufiger mit gerundeten Ecken und Kanten versehen. Die kleineren Blöcke pflegen besser gerundet zu sein, als die grossen und haben oft die echte Geschiebeform. Die Schiefergneisse zeigen in Folge ihrer ausgezeichnet schieferigplattigen Entwicklung fast immer eine Neigung zur flachplattigen Form.

Innerhalb der Bonarówkaschichten treten die exotischen Blöcke namentlich in den schwarzen Thonen auf. Sie liegen darin bald vereinzelt, und dann sind es meist grosse Blöcke, bald in grösserer Anzahl beisammen, und dann erscheinen grosse neben kleinen Blöcken und zeigen keine Anordnung nach dem absoluten Gewichte. Manchmal tritt der schwarze Thon im Verhältniss zur Menge der exotischen Blöcke zurück und bildet zuletzt nur mehr das Cement eines Blockconglomerates. Es können Uebergänge von Thon mit einzelnen isolirten exotischen Blöcken zu Blockconglomeraten verfolgt werden.

Im Verbande der Ciężkowicer Sandsteine erscheinen die fremdartigen Blöcke zum Theil im Sandsteine selbst, zum Theil in den schwarzen Zwischenlagen der Sandsteine. Im ersteren Falle sind die Blöcke meist kleiner, besser gerundet und liegen oft in so grosser Zahl beisammen, dass sie Conglomeratbänke bilden. Im letzteren treten sie mehr isolirt auf, und haben gewöhnlich eine bedeutendere Grösse. Eine scharfe Grenze zwischen der einen und der anderen Art des Vorkommens ist jedoch nicht vorhanden; in demselben Aufschluss können exotische Blöcke sowohl in den schwarzen Zwischenlagen vereinzelt vorkommen, als auch Conglomeratbänke bilden, wie am Ropaufer bei Gorlice. In den Conglomeratbänken tritt die Cementmasse oft ganz zurück, so dass man nur eine Anhäufung fremdartiger Geschiebe, unter denen dann Quarzgeschiebe meist stark vorwiegen, vor sich hat. Manchmal vermag man das exotische Material selbst in fein zerriebener Form in grobkörnigen Sandsteinbänken zu erkennen, wie z. B. im grobkörnigen Sandstein von Rybie und Kamionna.

[1]) Es beweist dieser Fall von Neuem, wie wenig logisch und wie unwissenschaftlich die übliche petrographische Nomenclatur ist, welche die Wahl des Namens von der Kenntniss des geologischen Alters abhängig macht.

Es ergibt sich demnach, dass ein und dasselbe fremdartige Gesteinsmaterial sowohl in Gestalt vereinzelter, grosser, in feinen Thonen eingeschlossener Blöcke, wie auch in vollkommen gerundeter Geschiebeform, in gewöhnlichen Conglomeratbänken auftreten kann. Die erstere Art des Vorkommens war es wohl zumeist, welche die Aufmerksamkeit der Beobachter hauptsächlich gefesselt, die Bezeichnung „exotische Blöcke“ veranlasst und zu verschiedenen Erklärungsversuchen herausgefordert hat. Der Umstand, dass beide Arten des Vorkommens nicht unvermittelt dastehen, darf bei der Frage nach der Art des Transportes nicht unberücksichtigt bleiben, er beseitigt aber keineswegs die Schwierigkeiten, welches die erstere darbietet. [1])

Die grössten Blöcke, die ich überhaupt beobachten konnte, kommen in der Nähe des Karpathennordrandes, in dem Zuge von Bonarówkaschichten vor, der sich von Brzostek an der Wisloka gegen Tarnów zu erstreckt. Hier erscheinen nicht nur die grössten Blöcke vom Inhalte mehrerer Cubikmeter, sondern sie sind auch sehr zahlreich, sehr mannigfaltig und fehlen fast keiner Localität. [2])

Weiter südlich fand ich Blöcke von so bedeutendem Ausmaass nicht mehr vor und man kann im Allgemeinen, im Grossen und Ganzen wohl annehmen, dass die Grösse der Blöcke nach Süden hin abnimmt. Es gilt dies jedoch nicht ausnahmslos, man findet auch in der Nähe des Nordrandes ganz kleine Blöcke, während einzelne Blöcke im Süden, in der Gorlicer Gegend, eine noch ziemlich bedeutende Grösse aufweisen, indem sie über kopfgross sein können.

Nicht alle Gegenden, wo Cięzkowicer Sandsteine und Bonarówka-Schichten auftreten, sind gleich reich an fremdartigen Gesteinseinschlüssen. Am reichlichsten bedacht erscheint im Norden der schon erwähnte Zug von Bonarówkaschichten zwischen Brzostek und Tarnów (Kokoczzug) und weiter im Süden die Gegend zwischen Gorlice, Dominikowice, Lipinki und Cieklin. Verhältnissmässig gering ist dagegen die Blockführung in der Gegend von Cięzkowice und westlich davon und in dem Zuge von Cięzkowicer Sandstein, der sich an den Liwocz anschliesst. Dieser Umstand ist deshalb von erhöhter Bedeutung, weil sich dieser letztere blockarme Zug gerade zwischen eine blockreiche Gegend im Norden, den Kokoczzug, und eine ebenfalls blockreiche Gegend im Süden, die von Gorlice, einschiebt.

Das wichtigste und häufigste, gewissermassen das Leitgestein bildet der pegmatitische Augengneiss, der im ganzen west- und mittelgalizischen Hügelland bis an den Wislok bekannt ist und in den Istebner Schichten Schlesiens wiederkehrt. Er ist vollkommen verschieden vom grauen Gneiss des Neocoms und ebenso verschieden vom nordisch-erratischen Gneiss des Diluviums. Das Herkunftsgebiet dieses Leitgesteins ist unbekannt; die Heimat einiger anderer Exotica dagegen ist sicher feststellbar oder mit grosser Wahrscheinlichkeit vermuthbar.

[1]) Vergl. die Auseinandersetzungen von E. Tietze und V. Hilber in den Verhandlungen, 1885, pag. 361 und 379 und Verhandl., 1886, pag. 120.

[2]) Man muss sich, nebenbei bemerkt, hüten, sie mit den erratischen Blöcken, von denen sie petrographisch vollkommen verschieden sind, zu verwechseln. Gerade in dieser Gegend, in der Nähe des Karpathennordrandes, sind ja auch erratische Blöcke sehr häufig.

Unter die letzteren gehört in erster Linie der helle, oft korallenführende, versteinerungsreiche Tithonkalk (Stramberger und Inwalder Kalk), der dieselbe allgemeine Verbreitung besitzt wie der Augengneiss, und wie bekannt, eine den Nordrand der karpathischen Sandsteinzone auszeichnende Ablagerung bildet. Der Kohlenkalk mit *Productus sp.* hat sein nächstes Analogon im Kohlenkalke der Krakauer Gegend und könnte daher sehr wohl aus diesem Gebiete oder dessen ehemaliger östlicher Fortsetzung herstammen. Dasselbe gilt von dem hellgrauen Kalkmergel mit *Perisphinctes sp.*

Was nun die Herkunft der Gneisse anbelangt, so lässt sich nur das eine mit Sicherheit behaupten, dass sie nicht von S. her aus den Centralkernen der Karpathen eingeschwemmt wurden. Abgesehen von der petrographischen Verschiedenheit dieser Gneisse und der altkrystallinischen Gesteine der Centralkarpathen, müsste in diesem Falle ein Zunehmen der exotischen Einstreuungen gegen S. erwartet werden, während im Gegentheile in dieser Richtung ein Abnehmen derselben stattfindet und die mittlere Partie der Sandsteinzone vollkommen blockfrei ist. Erst im südlichsten Theile in der Gegend zwischen der Tatra und der Klippenzone, im Csergó- und Mincsolgebirge stellen sich wieder Geschiebe ein, die gegen N. zu bald verschwinden und diese dürften wohl sicher aus den karpathischen Centralkernen stammen. Ob man an das sudetische Gebirge und die böhmische Masse oder an die russische Tafel als Herkunftsgebiet der krystallinischen exotischen Blöcke denken dürfe, darüber fehlen vorderhand vergleichende Studien.

Hinsichtlich der Herkunft der Blöcke kann man also gegenwärtig nur sagen, dass die Einstreuung derselben ersichtlich von N. aus erfolgt ist und ein Theil derselben aus dem unmittelbar nördlich von den Karpathen gelegenen Ufergebiete herrührt.

Eine zweite wichtige Frage ist die nach der Art des Transportes der exotischen Blöcke. Es kann in dieser Beziehung kein Zweifel bestehen, dass derjenige Theil des fremdartigen Materiales, welcher in Form wohlgerundeter Geschiebe und in Gesellschaft von Quarzgeröllen echte Conglomeratbänke bildet, auf dem gewöhnlichen fluviatilen Wege dem Flyschmeere zugeführt wurde. Die Schwierigkeit beginnt erst bei den riesigen, mehrere Cubikmeter umfassenden Blöcken, die in einem feinpelitischen Mittel eingeschlossen erscheinen. Es liegt nahe, hierbei an den Transport durch Gletschereis und durch Eisberge zu denken.

Wie die Blockablagerungen der Talchirschichten Indiens als Producte einer carbonischen Eiszeit betrachtet werden, so könnte man hier eine oligocäne Vereisung unterstellen und die grossen Blöcke durch Eisberge zugeführt ansehen. Es würde dies die fluviatile Zufuhr der kleineren Blöcke nicht ausschliessen. In der That wurde diese Erklärung von Herrn H. Schardt für die exotischen Blöcke im Schweizer Flysch aufgenommen. H. Schardt gibt an, dass die exotischen Granitblöcke des Waadtlandes mit dem Granit der Walliser Alpen überein-

[1]) Bull. Soc. Vaud. Lausanne. XX, pag. 30. Eine beachtenswerthe Discussion der Frage der exotischen Blöcke geben E. Favre und Schaardt in den Mat. pour la carte géol. de la Suisse. XXII. Bd. Desc. géol. des Préalpes du canton de Vaud etc., pag. 204—210.

stimmen und unter Vermittlung von Gletschereis in das nördliche Flyschmeer eingeschwemmt wurden.

Wollte man die Glacialhypothese auf Galizien anwenden, so würde zunächst ein wichtiges Criterium entfallen, nämlich die Gletscherkritzen, die bei den exotischen Blöcken in Galizien bisher nicht beobachtet wurden. Nimmt man ferner eine Vereisung der näher gelegenen Gebiete an, so müssten vor Allem die Centralkarpathen als vereist vermuthet werden, man müsste daher unter den exotischen Blöcken hauptsächlich centralkarpathische vorfinden und die betreffenden Erscheinungen von S. gegen N. ausgehend constatiren. In Wirklichkeit besteht kein Zusammenhang zwischen den exotischen Blöcken und den Gesteinen der Centralkarpathen und es zeigt das Phänomen der exotischen Blöcke seine Hauptentwicklung am N.-Rande. Eine Vereisung der nordpolaren Regionen, nach Art der diluvialen Vereisung dürfte auch nicht anzunehmen sein, da sonst die exotischen Gesteine mit den nordisch-erratischen wenigstens theilweise identisch sein müssten. Es bleibt nun noch die Supposition, es habe irgend ein anderer, fern gelegener Theil der Erdoberfläche die vereiste Heimat der exotischen Blöcke gebildet. Mit dieser Annahme begibt man sich jedoch so tief auf das Gebiet des Hypothetischen, dass die Discussion darüber aller Thatsachen entbehren müsste.

Unter diesen Umständen behauptet sich die alte, zur Erklärung der entsprechenden Erscheinungen in der Schweiz und in den N.-Alpen von mehreren Seiten befürwortete Annahme eines alten Gesteinswalles im N. des Gebirges, für Galizien noch immer im Vordergrunde. Dass ein Theil der exotischen Blöcke nachweislich aus dem nördlichen Ufergebiete des ehemaligen Karpathenmeeres stammt, und dass die grössten Blöcke am N.-Rande vorkommen, spricht gewiss eher für, wie gegen diese Annahme, welche für Galizien zuerst von Paul und Tietze[1]), dann von mir[2]) und Hilber[3]) vertreten wurde. Die besonders grossen Blöcke wurden vielleicht durch die Brandung direct vom Steilufer losgelöst, vielleicht auch durch flottirende Baumwurzeln auf grössere Entfernungen hin verschleppt. Selbst wenn man sich über die Zuführung dieser grossen Blöcke keine nähere Vorstellung zu machen in der Lage wäre, könnte dies kein Argument gegen die Annahme des alten Gesteinswalles bilden, da wir ja z. B. auch über die Einbettung der tithonischen Blockklippen Schlesiens nichts Näheres wissen, ohne dass Jemand daran zweifeln würde, dass dieselben aus unmittelbarer Nähe stammen.

Die Herren Dr. Tietze und Dr. Szajnocha haben kürzlich in Bugaj bei Kalwaria eine grosse Granitpartie entdeckt, bezüglich deren seitens der genannten Forscher die Möglichkeit nicht ausgeschlossen wurde, dass sie wirklich anstehendes krystallinisches Gebirge bildet. Wahrscheinlich dürfte in diesem Falle doch nur eine grosse „Blockklippe“ vorliegen, deren Grösse jedoch eine so bedeutende ist, dass

[1]) Studien, pag. 122—126. Neue Studien, pag. 291—294. Tietze, Geognost. Verh. von Lemberg. 1882, pag. 64, 65. C. Paul, Natur des Flysches. Jahrb. 1877, pag. 444.

[2]) Jahrb. geol. R.-A. 1883, XXXIII, pag. 500—502.

[3]) Jahrb. geol. R.-A. 1885, XXXV, pag. 424.

wohl die meisten Geologen geneigt sein werden, den Ursprung derselben nicht weit weg von ihrer gegenwärtigen Lage zu versetzen. Sicher anstehendes Gebirge stellen dagegen ohne Zweifel die 1·2 Kilometer langen Granitmassen dar, die A. Favre[1]) im Flysch von Taninges (Haute Savoie) nachgewiesen hat. Dieses Vorkommen ist gewiss geeignet, der Hypothese des alten Gesteinswalles eine neue Stütze zuzuführen. Die Fragen, die sich an das Vorkommen der exotischen Blöcke knüpfen lassen, sind ohne Zweifel äusserst schwierig. In Galizien liegen die Verhältnisse, um der Lösung dieser Fragen näher zu kommen, gewiss nicht ungünstig, allein es sind gegenwärtig erst die Anfänge der nothwendigen Beobachtungen vorhanden.

Ueber gewisse Theile, wie Mittelgalizien, fehlen die bezüglichen Daten gänzlich, so dass sich kein abgeschlossenes Bild über die Ausdehnung und Beschaffenheit der Blockausstreuung entwerfen lässt. Das nähere Studium der Blockführung der verschiedenen karpathischen Schichtgruppen in den einzelnen Theilen der weitausgedehnten Sandsteinzone wird ohne Zweifel noch zahlreiche und wichtige Daten ergeben, welche man gegenwärtig bei der Discussion der einschlägigen Fragen schwer vermisst.

Miocänbildungen.

Unter den Miocänbildungen des untersuchten Gebietes lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, erstens die das Salzgebirge von Bochnia begleitenden Schichten am N.-Rande des Hügellandes und zweitens die blauen Tegel und hellen Sande mit Ligniten, die in Form kleiner Fetzen an mehreren Stellen des Gebirges in übergreifender Lagerung nachgewiesen wurden.

1. Miocän am Nordrande.

Der Miocängürtel von Bochnia besteht in der Hauptsache aus den von Prof. Niedzwiedzki so genau beschriebenen Chodenicer Schichten, d. i. einer Folge von dünnbankigen, wohlgeschichteten Tegeln, Sandlagen und den sogenannten lichten Schiefern, womit sich zuweilen einzelne Sandsteinlagen und kieselige Mergel verbinden. Die lichten Schiefer herrschen in der westlichen Partie des Chelmberges vor und verlieren gegen O. zu an Mächtigkeit und Verbreitung, wo dagegen die Sandsteine an Bedeutung gewinnen. Das Salzlager von Bochnia und der Gyps der Rozbornia sind in diese Schichten eingeschaltet. Die Hauptmasse der Chodenicer Schichten, sowie das Salzlager fallen ziemlich steil südwärts ein. Am N.-Rande des Miocänzuges lagern dagegen die Schichten im Allgemeinen flach, zeigen aber untergeordnete Knickungen und Faltungen. In dieser Partie kennt man durch Lill, Boué und Niedzwiedzki eine fossilreiche Muschelbank (Grabowiecer Schichten Niedzwiedzki's).

Die Chodenicer Schichten enthalten häufig, aber nicht an allen Punkten Foraminiferen. Sehr reich erwiesen sich die Schlämmproben von Gorzków, aus der Ziegelei östlich von Bochnia und aus der

[1]) Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes Suisses et de la chaine du Mt. Blanc. Publiée par la com. géol. Suisse 1884.

Gegend des Bochniaer Bräuhauses, arm dagegen waren Proben von Grabowiece und Chodenice. Es sind vorwiegend kleine Formen, unter denen *Globigeria bulloides* stets eine grosse Rolle spielt.

Während die Grabowiecer Schichten nach Niedzwiedzki horizontal liegen und discordant an die einheitlich gefalteten Chodenicer Schichten anstossen sollen, muss ich betonen, dass ich das Vorhandensein dieser Discordanz nicht bestätigen kann, im Gegentheil die Ueberzeugung gewonnen habe, dass zwischen den steiler einfallenden Chodenicer Schichten und den flacher liegenden, aber auch vielfach geknickten „Grabowiecer Schichten" keine scharfe Grenze gezogen werden kann. Auch in petrographischer Hinsicht bestehen zwischen den genannten Schichten die vollständigsten Uebergänge, was von Prof. Niedzwiedzki ebenfalls bemerkt wird (vergl. die Detailbeschreibung).

Für die geologische Altersbestimmung des Bochniaer Miocängürtels liegen nur dürftige Anhaltspunkte vor. Die Fossilien der Muschelbank der „Grabowiecer Schichten" [1]) beweisen zwar zweifellos, dass diese Schichten der Stufe des Badener Tegels entsprechen, allein dieser Beweis gilt streng genommen eben blos für die Grabowiecer Schichten, denn obgleich die „Chodenicer" und die „Grabowiecer Schichten" als zusammengehöriges, durch keine petrographische oder geologische Grenze in zwei scharfgeschiedene Schichtgruppen abtheilbares Ganze zu betrachten sind, ist die Möglichkeit doch nicht von der Hand zu weisen, dass der gesammte Schichtenverband den Ablagerungen zweier Stufen, also nicht blos der sogenannten II., sondern auch der vielumstrittenen I. Mediterranstufe entspricht.

Diesen Standpunkt vertritt Prof. Niedzwiedzki, welcher überdies in der Foraminiferenfauna der Bochniaer Salzthone eine Stütze für diese seine Anschauung findet. Diese Fauna, welche selbstständig zu untersuchen es mir leider an Zeit mangelt, ist dadurch sehr interessant, dass sie im Allgemeinen zwar mit der Fauna des Badener Tegels übereinstimmt, aber doch mancherlei Anklänge an die Fauna des mitteloligocänen Septarienthones aufweist. So bemerkenswerth diese Thatsache auch an sich ist, so lässt sie sich doch nicht zu Gunsten eines etwas höheren Alters der Salzthone, also zu Gunsten der Parallelisirung mit der I. Mediterranstufe, verwerthen. Es zeigt sich immer mehr und mehr, dass die Foraminiferen als äusserst langlebige Typen zu geologischen Altersbestimmungen durchaus unbrauchbar sind. Dagegen sind sie sehr empfindlich gegen die Faciesveränderungen und schon ganz geringe Abweichungen in dieser Richtung genügen zu grossen Veränderungen in den Foraminiferenfaunen. Wenn sich daher die Foraminiferenfauna des Salzthones von Bochnia von der des Badener Tegel entfernt und bis zu einem gewissen Grade der des Septarienthones nähert, so haben wir darin wohl nur einen Ausdruck für die Faciesverschiedenheiten zwischen dem Salzthon von Bochnia und dem Badener Tegel und die Annäherung des ersteren an die Facies des Septarienthones zu erblicken. In keinem Falle aber können die erwähnten Anklänge eine sichere, völlig verlässliche Gewähr dafür

---

[1]) Zu der von Niedzwiedzki gegebenen Fossilliste konnten noch drei Arten hinzugefügt werden, welche in der Detailbeschreibung genannt wurden.

bieten, dass man es im Bochniaer Salzthone mit einer älteren Bildung als dem Badener Tegel zu thun habe.

Die Foraminiferen des Salzthones (Horizont Russegger, Querschlag Ferro und Lidemann) sind, wie auch Niedzwiedzki hervorhebt, meist sehr klein, ganz wie die Foraminiferenfauna der Chodenicer Schichten. *Globigerina bulloides* ist auch im Salzthone die häufigste Form.

Auf dem Boden des Bochniaer Miocängürtels konnten daher bis jetzt keine entscheidenden Beweise für das nähere Alter des Salzlagers und der Chodenicer Schichten gewonnen werden. Gibt man sich mit der Annahme zufrieden, dass die Salzlager von Wieliczka und Bochnia zur Zeit derselben Stufe zum Absatze gelangten, eine Annahme, die gewiss die grösste Wahrscheinlichkeit für sich hat, so können aus den Fossilien des Wieliczkaer Salzlagers Rückschlüsse auf Bochnia gezogen werden. Die Fauna von Wieliczka [1]) enthält nach eingehender Prüfung durchaus Arten der II. Mediterranstufe mit Ausnahme des *Pecten denudatus*, den man bisher als eine Leitform des Schliers zu betrachten gewöhnt war, freilich mit Unrecht, denn es gibt kaum eine uncharakteristischere Form, als gerade diese, die ohne Zweifel zu den langlebigsten Typen gehört, die überhaupt bekannt sind. Ueberdies wurde *Pecten denudatus* auch im Tegel von Walpersdorf, den man zur II. Mediterranstufe stellt, vorgefunden. Ferner könnte aus dem Vorkommen dieser Art in Wieliczka nur auf ein locales Hinaufreichen des *Pecten denudatus* in die II. Mediterranstufe, nicht auf eine Identität von Schlier und Wieliczkaer Salzthon geschlossen werden. Endlich ist die ganze Schlierfrage durch Gümbel's neueste Arbeit [2]) auf eine ganz neue Grundlage gestellt worden. Darnach gehört der Schlier überhaupt nicht zum älteren Theile der Miocänbildungen, sondern zu den hangendsten Partien derselben.

Hält man sich demnach an das vorhandene paläontologische Material, so dürfte kein Zweifel darüber obwalten, dass die Fauna von Wieliczka als Fauna der II. Mediterranstufe anzusprechen sei.

Es ist nicht meine Aufgabe, die Altersfrage von Wieliczka näher zu besprechen, ich kann mich auf die vorstehenden Bemerkungen beschränken, da Herr Chefgeologe Dr. E. Tietze als Aufnahmsgeolog des Blattes Wieliczka diesem Gegenstande gewiss die eingehendste Würdigung zu Theil werden lassen wird.

Betrachtet man die Salzlager von Bochnia und Wieliczka für gleichalterig, so hätte man darnach auch die Chodenicer Schichten der sogenannten II. Mediterranstufe zuzuweisen.

Bei Lazy, östlich von Bochnia, spielen Molassesandsteine eine grössere Rolle in der Zusammensetzung des Miocäns. Die Thone von Lazy sind sehr reich an Foraminiferen, unter denen sich auch grössere Formen befinden. Noch weiter östlich ist der miocäne Randgürtel nur äusserst spärlich aufgeschlossen, Spuren davon sind in Wola dębinska und Dębno, ferner in Kossocice małe, südlich von Tarnów, nachgewiesen

---

[1]) Vergl. V. Hilber, Geol. Stud. in den ostgaliz. Miocänb. Jahrbuch, 1882, pag. 306—309. E. Tietze, Geogn. Verh. v. Lemberg. Jahrb., 1882, pag. 73—79.

[2]) Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete. Sitzungsber. k. bayr. Akad. 1887, Heft II, pag. 313.

worden. Zwischen Tarnów und Pilzno ist das Miocän gänzlich vom subkarpathischen Diluvium bedeckt.

2. Miocän südlich vom Karpathennordrande.

Die Miocänbildungen südlich vom Karpathennordrande verdienen vielleicht ein noch höheres geologisches Interesse, wie die subkarpathischen am Nordrande. Solche Bildungen wurden in Form kleiner, ringsum isolirter Denudationsrelicte an vier Punkten nachgewiesen, in Brzozowa, Iwkowa, Niskowa und Podegrodzie. Die erste Localität liegt circa 11·6, die zweite circa 15, die dritte circa 37, die vierte circa 41 Kilometer südlich vom Karpathennordrande entfernt.

In Iwkowa und Podegrodzie kommen hellbläuliche, homogene, undeutlich geschichtete Tegel zur Ausbildung, welche eine oder zwei Lagen eines aschenreichen, dunkelbraunen Lignits enthalten. In Brzozowa erscheinen dieselben blauen Tegel, vom Vorkommen der Lignite wurde mir in dieser Localität nichts bekannt. In Niskowa treten zu den Tegeln mit Lignit noch hellgelbliche Sande hinzu. Die zahlreichsten Versteinerungen haben die Localitäten Iwkowa und Niskowa geliefert, in Podegrodzie wurden gar keine makroskopischen Versteinerungen aufgefunden, in Brzozowa nur kleine Bivalvenschalen, die beim Herauslesen aus dem Tegel zerbrachen. Obwohl der Vergleich dieser Ablagerungen auf paläontologischer Basis nicht streng durchgeführt werden kann, wird doch kaum bezweifelt werden, dass man es hier mit enge zusammengehörigen Bildungen zu thun habe.

Die blauen Tegel sind in allen Punkten reich an Foraminiferen, nur in Podegrodzie kommen sie äusserst spärlich vor. Die Schlämmrückstände mit ihren grossen Cristellarien, Dentalien, Plecanien etc. machen ganz den Eindruck, wie die des Badener Tegels. *Globigerina bulloides* ist auch hier häufig.

Die Localität Iwkowa ergab folgende Versteinerungen:

Turritella turris Bast., häufig.
„ *sp.,* glatte Form, mit dem Profil der *T. subangulata,* doch ohne scharfen Kiel.
Ancillaria glandiformis Lam., ziemlich häufig.
Cassis saburon Lam., ziemlich häufig.
Chenopus pes pelecani Phil., ziemlich selten.
Buccinum Schönni Hör. u. *Auing. (B. Dujardini M. Hörn.),* ziemlich selten.
Oliva flammulata Lam., ein Exemplar.
Natica helicina, häufig.
Conus Dujardini Desh, jene Form des Badener Tegels mit hohem Gewinde, welche R. Hörnes und Auinger unter dem genannten Namen belassen haben.
Pleurotoma turricula Brocc., zwei Exemplare.
„ *coronata Mü. (?),* es liegt nur die Spitze des Gewindes vor.
Pleurotoma Jouaneti des Moul., ein Exemplar, bestehend aus dem Nucleus und drei Umgängen.

Pleurotoma sp., aus der Verwandtschaft der *Pl. interrupta Brocc.*, ein Exemplar.
Dentalium incurvum Ren., ein Exemplar.
Arca diluvii, häufig.
Corbula gibba, häufig.
Pecten, 2 sp., indet.

Aus dieser Liste geht mit Sicherheit die Zugehörigkeit des Tegels von Iwkowa und der anderen Localitäten zur zweiten Mediterranstufe hervor. Von allen Facies dieser Stufe ist wohl der Badener Tegel und der Tegel von Grudna Dólna[1]) dem Tegel von Iwkowa etc. am nächsten verwandt, doch bestehen gewisse Unterschiede. Abgesehen davon, dass Lignitführung dem Badener Tegel fremd ist, weist auch die Fauna Unterschiede auf. Obwohl mehrere der für den Badener Tegel besonders bezeichnenden Typen in Iwkowa vorkommen, fehlen wieder andere, oder sind mindestens nicht so stark entwickelt, wie z. B. die *Pleurotomen*. Ferner ist in Iwkowa *Turritella turris* sehr häufig, eine Form, die im Badener Tegel nicht zu den gewöhnlichen gehört.

In Niskowa ist der lignitführende Tegel ebenfalls vorhanden, er ist jedoch, soweit man nach den Tagesaufschlüssen urtheilen kann, nur wenig mächtig. Die Umgebung des Lignits besteht aus dunklerem, blättrigem Thone, welcher eine kleine, sehr bezeichnende Fauna in meist sehr zahlreichen Exemplaren führt. Die Arten sind folgende:

Cerithium pictum Bast. Es sind namentlich solche Formen vorhanden, bei denen nur die obere Knotenreihe deutlich ist, die untere ist eben nur angedeutet. Manche Exemplare zeigen noch die rothen Farbenflecken dieser Art. Häufig.

Cerithium nodosoplicatum Hörn. Unter diesem Namen führe ich die häufigste, in vielen Exemplaren vorhandene Art an, bei welcher zwei ungefähr gleichstarke Knotenreihen entwickelt sind. Die untereinander liegenden Knoten verschmelzen oftmals mit einander und bilden fast eine Rippe, wie dies auch M. Hörnes von *C. nodosoplicatum* beschreibt. Der genannten Art stehen die Exemplare von Niskowa offenbar sehr nahe, nur sind sie etwas grösser, als M. Hörnes angibt. *C. Schaueri Hilb.* und *C. bicinctum Eichw.* sind ebenfalls verwandte Formen. Ich glaube den Hörnes'schen Namen für die vorliegende schöne Art wählen zu sollen, da keine der vorhandenen Arten damit besser übereinstimmt. Die unbedingte Identität kann ich zwar nicht verbürgen, doch dürften die Unterschiede keinesfalls gross sein.

Manche Exemplare zeigen Spuren der rothen Farbenzeichnung.

Cerithium lignitarum Eichw. Das einzige vorliegende Exemplar ist zwar nicht vollständig erhalten, aber die Uebereinstimmung mit der genannten Art ist so befriedigend, dass man die Bestimmung als wohlbegründet betrachten kann.

Neritina picta Fér. Ziemlich zahlreiche, schwach gekielte Exemplare, mit sehr mannigfaltiger Zeichnung; Deckel erhalten.

Monodonta angulata Eichw. Ein Exemplar.

Rissoa costellata Grat. Ein Exemplar.

Buccinum Schönni Hörn. u. *Auing.* Ziemlich häufig.

---

[1]) Jahrbuch, 1883, pag. 476.

Der Schlämmrückstand des dunklen Lignittegels hat ferner noch einige interessante Versteinerungen ergeben. Sehr häufig erwiesen sich darin jene winzigen schwer bestimmbaren Amnicolen und Hydrobien, die in brackischen Ablagerungen, namentlich denen der sarmatischen Stufe, häufig vorkommen und früher kurzweg als Paludinen geführt wurden. Es sind davon jedenfalls mehrere Arten vorhanden, ich glaube wenigstens drei namentlich anführen zu können, nämlich

Amnicola immutata Frfld.
Hydrobia effusa Frfld.
Amnicola Partschi Frfld.

Ausserdem sind zahlreiche kaum bestimmbare Nuclei verschiedener Formen, ferner ziemlich häufig eine Miliolinen-Art, seltener *Rotalia Beccari*, Ostracodenschälchen und *Chara*-Samen erkennbar.

Vollkommen verschieden ist die Fauna der Sande von Niskowa, welche aus folgenden Arten zusammengesetzt ist:

Turritella Archimedis Brong. Häufig und typisch.
Natica helicina Brocc. Ziemlich selten.
Trochus patulus Brocc. Häufig.
Cerithium crenatum (Brocc.) M. Hörnes; ziemlich häufig, die Exemplare stimmen vollkommen mit der Art von M. Hörnes.
Dentalium entalis Linn. Ziemlich selten.
Bulla sp. Stimmt mit keiner der von M. Hörnes beschriebenen Arten überein. Die Art ist ziemlich häufig, die Schälchen jedoch sehr gebrechlich.
Tellina planata Linn. Ziemlich häufig.
Cytherea pedemontana Ag. Ziemlich häufig.
Venus multilamella Lam. Ziemlich häufig.
Lucina columbella Lam. Sehr häufig.
Arca diluvii Lam. Häufig.
Pectunculus pilosus Lam. Häufig.
Corbula gibba Oliv. Selten.
Ostrea digitalina Dub. Häufig.

Die letztere Fauna ist in Wirklichkeit noch grösser, manche der zarten Schalen zerbrachen beim Transporte und viele beim Sammeln in den von Feuchtigkeit durchtränkten Sanden. Die häufigsten Arten dieser Fauna sind solche, die man als besonders bezeichnend für die Pötzleinsdorfer Sande betrachtet; daher kein Zweifel, dass wir die Sande von Niskowa und die Pötzleinsdorfer Sande als isopisch und isochron betrachten können. Die Foraminiferenfauna der Niskower Sande besteht aus sandliebenden Formen. Am häufigsten sind mehrere Arten von *Miliolina,* ferner *Alveolina melo, Polystomella crispa, Spirolina austriaca* und verschiedene kleine Rotalien.

Auch für die lignitführenden Tegel mit ihrer brackischen Fauna von Cerithien und Neritinen kennt man genau entsprechende Analoga. An vielen Punkten des inneralpinen Wiener, des steirischen und ungarischen Beckens, ferner in Nowosielica (Kreis Kolomea in Ostgalizien) treten brackische Tegel mit Ligniten auf, die von einer ganz ähnlichen Cerithienfauna, *C. lignitarum*, *C. pictum* und *nodosoplicatum*,

ferner von Neritinen begleitet werden (St. Veit a. d. Triesting, Mauer bei Wien etc.[1]) Das nähere geologische Alter dieser Ablagerungen wird von verschiedenen Autoren verschieden aufgefasst, und es ist ja auch von vorneherein wahrscheinlich, dass sich diese brackische Facies in verschiedenen Horizonten der Mediterranbildungen einschalten kann. Im Allgemeinen scheint man vorwiegend geneigt zu sein, darin eine Stellvertretung des Grunder Horizontes, also der tiefsten Partie der II. Mediterranstufe, zu erblicken. D. Stur dagegen weist diesen Ablagerungen (Novosielica, Mauer etc.) eine höhere Stellung unter dem Leithakalke an, während F. Karrer[2]) eine dieser Ablagerungen, die von Mauer bei Wien, sogar in's Sarmatische versetzt.

Gerade diese letztere ist es, mit welcher das Vorkommen von Niskowa sehr viel Aehnlichkeit hat, neben *Cerithium lignitarum* und *nodosoplicatum* kommen in Mauer nach F. Karrer auch *Paludina effusa, acuta* und *immutata*, ferner *Rotalia Beccari* und *Chara*-Samen vor, also eine ganz ähnliche Vergesellschaftung, wie in Niskowa. Die letzteren kleinen Formen würden übrigens, wie man wohl ziemlich zuversichtlich annehmen kann, wahrscheinlich auch von manchen anderen Localitäten bekannt werden, wenn man das Material darauf hin untersuchen würde.

Ohne die Frage, ob Mauer bei Wien mit Recht in's Sarmatische zu stellen sei oder nicht, näher besprechen zu wollen, beschränke ich mich darauf, zu bemerken, dass für Niskowa ein sarmatisches Alter wohl ausgeschlossen erscheint.

Die Verknüpfung der lignitführenden Tegel von Niskowa mit den versteinerungsreichen Sanden ist eine so innige, dass man beide als Vertreter eines und desselben Horizontes betrachten muss. Ebenso dürfte es kaum einem Widerspruche begegnen, wenn man die Tegel von Niskowa mit denen von Iwkowa und Grodna dólna parallelisirt. Darnach ergibt sich für die lignitführenden Tegel mit Sicherheit das Alter der sogenannten II. Mediterranstufe. Will man innerhalb dieser Stufe noch Untergliederungen vornehmen und stützt man sich hierbei auf die von der Mehrzahl der Tertiärkenner angenommenen Anhaltspunkte, so müsste man die beschriebenen Tegel und Sande wohl der jüngeren Partie der II. Mediterranstufe gleichstellen.

Zu den bisher bekannten Faciesbildungen des karpathischen Miocäns in Galizien, den Lithothamnien- und Bryozoënkalken, dem blauen Tegel von Gródna, den salz- und gypsführenden Schichtgruppen treten nun auch die cerithienreichen brackischen Lignittegel und die Pötzleinsdorfer Sande hinzu und es kann die schon früher geäusserte Wahrnehmung vollinhaltlich bestätigt werden, dass die westgalizischen Miocänbildungen dem inneralpinen Miocän des Wiener Beckens sehr nahestehen.[3])

Bezüglich der Lagerung ist hervorzuheben, dass die Schichten in Niskowa und Podegrodzie, also der südlichsten und am tiefsten im Gebirge gelegenen Localität nahezu horizontal liegen, während in Iwkowa

---

[1]) Eine dankenswerthe Zusammenstellung dieser Vorkommnisse hat Prof. Toula geliefert. Verhandl. 1884, pag. 224.

[2]) Geologie der Hochquellenleitung. Abhandl. geol. R.-A. IX, pag. 328.

[3]) Jahrbuch der geolog. Reichsanstalt. 1883, pag. 499.

eine Neigung gegen SW. zu beobachten ist. Jedenfalls ist die Lagerung des Miocäns im Inneren des Gebirges eine viel ruhigere als am Aussenrande.

Andesit.

In der Gegend zwischen Rybie und Rzegocina werden die neocomen und alttertiären Bildungen von Eruptivgesteinen durchbrochen, die nach den Untersuchungen von C. v. John[1]) grösstentheils als Augitandesite, zum Theil auch als Biotitandesite und Glimmerdacite anzusprechen sind. Bezüglich der näheren petrographischen Details verweise ich auf den Aufsatz, welchen C. v. John über diesen Gegenstand veröffentlicht hat. Die betreffenden Andesite kommen an mehreren Punkten in Form kleiner Gangmassen zum Vorschein. An einer Stelle steht mit dem normalen Andesit ein rother Andesittuff in Verbindung. Contacterscheinungen konnten nicht beobachtet werden. Ein Aufbruch von grünlichem Andesit im Kamionner Bache enthält eckige Einschlüsse eines zersetzten, lichter gefärbten Andesites, daneben faustgrosse Einschlüsse von verschiedenen krystallinischen Gesteinen. Leider ist das Material, das mir zugängig war, so hochgradig zersetzt, dass eine nähere Beschreibung dieser Einschlüsse kaum möglich ist. Es ist dies sehr zu bedauern, da hierdurch die Möglichkeit gegeben erscheint, zur Lösung einer der wichtigsten und interessantesten Fragen der Karpathengeologie, der nach der Beschaffenheit des Untergrundes der Sandsteinzone, thatsächliches Material beizubringen. Die nähere geologische Untersuchung dieser merkwürdigen trachytischen Durchbrüche, die in den galizischen Karpathen nördlich von der Klippenzone einzig dastehen und schon deshalb Beachtung verdienen, wäre daher eine sehr dankenswerthe Aufgabe, die, in grösserem Umfange durchgeführt, wichtige Ergebnisse verspricht.

Vielleicht würde es dann auch möglich sein, das nähere Alter des Andesits sicher festzustellen. Man kann hier wohl nur zwischen Oligocän und Miocän schwanken. Bei dem Umstande, dass oligocäne Intrusionen im Karpathengebiete äusserst selten, miocäne dagegen überaus verbreitet sind und die geologischen Verhältnisse keine für ein oligocänes Alter sprechenden Gründe ergeben haben, kann man das miocäne Alter dieser Andesite für wahrscheinlicher betrachten.

Diluvium.

Die Diluvialbildungen des Aufnahmsgebietes erregen im Allgemeinen nur wenig Interesse. Nur im Hügellande, wo das nordische Diluvium von N. her in die Karpathen eingreift, ist die Zusammensetzung eine mannigfaltigere. Da meine Aufmerksamkeit selbstverständlich zumeist dem Grundgebirge zugewendet sein musste, konnte das Diluvium nur nebenbei Berücksichtigung finden, es sind daher nur wenige Bemerkungen, die ich hier mitzutheilen habe. Ausserdem kann ich mich auch deshalb kürzer fassen, weil ich das karpathische Diluvium bereits an mehreren Stellen zu besprechen Gelegenheit gehabt habe.

---

[1]) Verhandl. 1886, pag. 213—215.

Man kann im nördlichen Theile der Sandsteinzone zunächst zweierlei Diluvialbildungen unterscheiden, solche an deren Zusammensetzung nordische Gesteine betheiligt sind und solche, die nur locales Material enthalten. In die erste Gruppe gehören Schotter, die aus nordischen und karpathischen Geröllen zusammengesetzt sind. Diese Mischschotter werden zumeist von Lehm oder lössartigem Lehm überlagert, so dass sie dann nur in Einschnitten sichtbar werden, manchmal treten sie aber auch ohne Lehmdecke auf weitere Strecken zu Tage oder zeigen eine aus Lehm bestehende Basis. Für diese Bildungen, die man neben den vereinzelten freiliegenden, grossen erratischen Blöcken als die ältesten Diluvialbildungen zu betrachten hat, ist der Umstand bezeichnend, dass sie nicht nur auf den Berggehängen, sondern auch auf den Höhen heutiger Wasserscheiden auftreten können. Solche Punkte sind der Kamieniec bei Lopoń, westlich von Wojnicz, die Höhen bei Brzeznica u. s. w. Dadurch unterscheiden sich die Mischschotter wesentlich von den aus localem Materiale gebildeten Terrassendiluvium, welches den gegenwärtig bestehenden Flussthälern folgt.

Die Mächtigkeit dieses Mischschotters, den man am N.-Fusse der Karpathen und im ganzen nördlichen Karpathengebiete kennt, soweit nordisches Diluvium in dasselbe hineinreicht, lässt sich schwer bestimmen; an vielen Stellen beträgt die Mächtigkeit desselben nur $^1/_2$—2 Meter, steigt aber zuweilen bis zu 5 oder 6 Meter und dürfte hier und da auch diese Ziffer noch übersteigen. Meist überwiegen an Zahl die karpathischen Geschiebe, die stets wohlgerundet sind, während die nordischen Bestandtheile mehr oder minder eckig und jedenfalls weniger gut abgerollt sind. Die überlagernden Lehme enthalten gleichfalls einzelne nordische Blöcke und gehen zuweilen in lehmige Schotter und die gewöhnlichen Mischschotter über. Die Mischschotter bedecken zumeist die Höhen und Gehänge, reichen aber auch bis zur Sohle der Thäler. Ueber ihre Entstehung kann man wohl nur Vermuthungen äussern, es liegen keinerlei sichere Anhaltspunkte dafür vor, ob die Mischung der verschiedenen Elemente unter dem Eise erfolgt ist oder ob hier ein Product der Rückzugs- und Abschmelzungsperiode des Inlandeises vorliegt. Herr Chefgeologe Dr. E. Tietze[1]) hat die verschiedenen Möglichkeiten für die Bildung des Mischschotters so ausführlich erörtert, dass ich mich mit dem Hinweise darauf und auf meine eigenen[2]) und die Bemerkungen von Dr. Hilber[3]) begnügen kann. Soviel dürfte wohl als sicher betrachtet werden können, dass mindestens ein Theil der ehemaligen Grundmoräne, von welcher am Süd-Rande der nordischen Vergletscherung intacte Theile nicht mehr vorliegen, in diesen Mischschotter aufgenommen wurde und dass dieser das älteste Diluvialglied des Hügellandes bildet.

Das häufigste nordische Gestein bildet wie überall der rothe oder braune Gneiss und Granit, etwas seltener ist der dunkle Amphibolschiefer, dann Hornstein mit Versteinerungen (wohl cretacischer Herkunft), noch seltener erscheint rosenrother pegmatitartiger Granit, rother

[1]) Jahrbuch 1883, pag. 286—288.
[2]) Jahrbuch 1883, pag. 552—556. Jahrbuch 1884, pag. 226.
[3]) Verhandl. 1882, pag. 244.

Quarzporphyr, grauer Gneiss und grauer Granit mit grossen weissen Feldspathkrystallen. Dass in Brzeznica bei Bochnia Orthocerenkalk mit *Illaenus Chiron Holm.* Lithothamnienkalk mit *Cerithium scabrum* (oder einer ähnlichen Art) und ein karpathischer, Lithothamnien und Nummuliten führender Kalksandstein vorkommt, wurde bereits in den Verhandlungen, 1884, pag. 336, erwähnt. Die röthlich und grünlich gefleckten Orthoceren-Kalke stammen nach Dames und Holm von Oeland, während der miocäne Lithothamnienkalk mit *Cerithium scabrum* wohl aus der Umrandung des polnischen Mittelgebirges herrühren dürfte. Der alttertiäre Kalksandstein mit Lithothamnien und Nummuliten stimmt petrographisch mit jenem Kalksandstein überein, der sich an der Grenze zwischen dem Hügelland und dem Bergland in den oberen Hieroglyphenschichten einschaltet, aber in der Umgebung von Brzeznica und Stary Wisnicz anstehend nicht bekannt ist. Das Gabbrogestein, welches ich an vielen Punkten des Kartenblattes Brzostek-Strzyzów auffinden konnte, scheint im Gebiete zwischen Pilzno und Bochnia zu fehlen.

Die Süd-Grenze, bis zu welcher die nordische Vergletscherung in den Karpathen vorgedrungen ist, lässt sich nur annäherungsweise feststellen, da das Moränenmaterial eine fluviatile Verschleppung und Umlagerung erfahren hat. Diese Verschleppung muss sich bei der nördlichen Abdachung des Gebirges vorwiegend gegen N. erstreckt haben, ausgenommen einzelne Ausnahmsfälle, wie ich einen in Czermna-Szerzyny annehmen zu sollen glaube. Verbindet man daher die südlichsten Glacialmarken mit einander, so ist man anzunehmen berechtigt, dass die nordische Vergletscherung mindestens bis zu der auf diese Weise gewonnenen Linie gereicht habe.

Der Verlauf dieser S.-Grenze auf dem Kartenblatte Pilzno-Ciężkowice, welche zum Theile durch den Brzanka-Höhenzug gegeben ist, sowie die wahrscheinliche fluviatile Verschleppung von nordischen Geschieben nach S. bei Czermna wurde schon in diesem Jahrbuche, 1884, Bd. 34, pag. 227, besprochen. Bei Gromnik am W.-Ende des Brzanka-zuges sind Mischschotter und Lehme mit nordischem Material reich entwickelt, ebenso in der Gegend von Siemichów uud Brzozowa. Die Karpathen zwischen Gromnik-Brzozowa im S. und Wojnicz-Szczepanowice im N. waren also jedenfalls vereist. In dieser Partie liegt der 526 Meter hohe Wałberg. Ob dieser ebenfalls vom Eise bedeckt oder aber eisfrei war, darüber liegen keinerlei Anhaltspunkte vor. Die betreffende, auch in anderer Beziehung wichtige Kuppe, die in das Aufnahmsgebiet des Herrn Bergrath C. M. Paul fällt, wurde von mir nur flüchtig gestreift und ich bin daher ausser Stande, bestimmt anzugeben, ob auf der Kuppe oder ihren Abhängen Geschiebe vorkommen oder nicht. Der letztere Fall würde übrigens selbstverständlich keinen Beweis für den Mangel der Eisdecke bilden.

Weiter westlich, im Kartenblatte Bochnia, sind die südlichsten von mir beobachteten nordischen Glacialmarken Czchów am Dunajec (Gegend Za potoce), dann Tymowa (beim unteren Meierhof und an der Strasse nach Iwkowa, nördlich vom Sattel), ferner Muchówka (auf der Höhe östlich von der Strasse, 380—390 Meter hoch), endlich Królówka und Leszczyna (auf der Höhe unweit nördlich von der Strasse). Die Süd-Grenze des nordischen Diluviums verläuft also im

untersuchten Gebiete ungefähr ostwestlich und liegt ungefähr 12 Kilometer südlich vom Karpathennordrande. Im Gebiete des Blattes Bochnia-Czchów dürfte der ganze Karpathennordrand vom Inlandeise überzogen gewesen sein, da die grösste Höhe daselbst nur 408 Meter beträgt (Wolica bei Zakliczyn) und nordische Geschiebe in der Höhe von 390 Meter thatsächlich beobachtet wurden.

Anhaltspunkte für eine wiederholte, mindestens zweimalige Vereisung, wie man sie in anderen Gegenden gewonnen hat, fehlen in unserem Gebiete. Die bisher beobachteten Verhältnisse am Südrande des nordischen Glacialgebietes scheinen für eine einmalige Vereisung zu sprechen. Uebrigens muss bemerkt werden, dass, wenn man die Absicht hätte, den Spuren mehrmaliger Vereisungen nachzugehen, man ohne Zweifel dieses Gebiet nicht aufsuchen würde, in welchem das merkwürdige nordische Phänomen nur mehr in abgeschwächter Form erwartet werden kann und wo überdies die Producte der Vereisung Umlagerungen und Vermischungen erfahren haben. Selbst wenn im karpathischen Hügellande sichere Nachweise für eine nur einmalige Eisüberdeckung vorlägen, so wäre dies selbstverständlich für weiter nördlich gelegene Gegenden ohne Belang.

Die terrassirten, den heutigen Flussläufen folgenden Diluvien der Karpathen konnte ich ebenfalls schon im Jahrbuch 1883, pag. 556 besprechen. Sie sind im Allgemeinen geologisch jünger wie die Mischschotter, ihre Bildung fällt in die Periode nach der ersten grossen Vereisung.

Die Terrassen bestehen im Wesentlichen aus Localschotter und Löss oder lössartigem Lehm. Nordisches Material konnte in den Terrassenschottern nicht vorgefunden werden. Da die Mischschotter als eine ältere Bildung aufzufassen sind, so ist kein Grund vorhanden, warum nicht auch nordische Geschiebe ebensogut in das Material der Terrassen hätten aufgenommen werden können, wie karpathische. Dass bisher Beobachtungen über Verschleppung nordischer Geschiebe in die Terrassendiluvien nicht vorliegen, dürfte seinen Grund darin haben, dass die diesbezüglichen Beobachtungen überhaupt nicht sehr eingehend angestellt werden konnten und namentlich, dass die Masse der nordischen Geschiebe überhaupt gegenüber dem karpathischen Material sehr zurücktritt, ja fast verschwindend zu nennen ist. Wenn ich daher die terrassirten Diluvien als frei von nordischen Geschieben angesprochen habe, so ist dies nur in dem Sinne zu verstehen, dass nordische Geschiebe darin keinen wesentlichen Bestandtheil bilden und mit der Entstehung der Terrassen in keinerlei engerem Zusammenhange stehen.

Ueber die Zusammensetzung der Diluvialterrassen im Allgemeinen liegen keine wesentlichen neuen Beobachtungen vor. Die früher betonte Abhängigkeit der Zusammensetzung der Terrassen von der Beschaffenheit des betreffenden Flussgebietes kann in vollem Umfange bestätigt werden.[1])

Der Białafluss, der nur wenige Bergzüge von massigem Magurasandstein durchschneidet und sich grösstentheils in schieferigen Gebieten

---

[1]) Jahrbuch, 1883, pag. 557.

bewegt, ist demgemäss von Terrassen begleitet, an deren Basis nur wenig Schotter und Sande hervortreten und die hauptsächlich aus Löss und lössähnlichem Lehm bestehen. Der Dunajec besitzt zwischen Altsandec und Kroscienko Terrassen, die grösstentheils aus groben Schottern bestehen, da dieses Gebiet fast ausschliesslich aus massigen Magurasandsteinen gebildet wird. Nördlich von Sandec dagegen, wo der Dunajec mit seinen Nebenflüssen ein aus mürben Sandsteinen und Schiefern bestehendes Terrain durchfurcht, tritt der Löss in der Zusammensetzung der Terrassen mehr hervor. Die Terrassenschotter des Dunajec enthalten selbstverständlich zahlreiche Tatragranite und andere Tatragesteine, die noch bei Tarnów Hühnerei- bis Faustgrösse aufweisen.

Die Mächtigkeit des Lösses der Terrassen eines Flusssystemes nimmt gegen N., also gegen die Ebene stets zu, die Schotterbasis dagegen nimmt ab, die Geschiebe selbst werden kleiner. Wo der Löss mächtiger ist, ist er stets auch typischer entwickelt, tiefer im Gebirge, wo die Lössdecke gewöhnlich nur unbeträchtlich ist, ist sie auch nicht typisch, der Löss wird hier lehmartig. Verfolgt man ein und dieselbe Terrasse, sei es am Dunajec, oder der Biała oder irgend einem anderen Karpathenflusse, von der Ebene und vom Nordrande des Gebirges an, wo diese Terrasse typischen Löss mit all seinen bezeichnenden Merkmalen zeigt, nach Süden, so bemerkt man, wie der Löss allmälig immer weniger mächtig, und weniger typisch wird, das Aussehen von Lehm annimmt und schliesslich ganz im übrigen schotterigen oder sandigen Materiale der Terrassen verschwindet. Es hängt dieser Umstand offenbar mit der fluviatilen Entstehung der Terrassen und ihres Lösses zusammen und kann direct als ein gewichtiger Beweis für diese fluviatile Entstehung gelten.

Eine ähnliche schrittweise Veränderung beobachtet man auch, wenn man eine Terrasse aus dem Hauptthale in ein Nebenthal verfolgt. Das Terrain steigt hier natürlich rascher an, man wird aber, wofern das Seitenthal zu den grösseren gehört, die betreffende Terrasse noch eine Zeit lang gut verfolgen können. Auch hier verliert der Löss allmälig die typische Beschaffenheit, wird zu sogenanntem Berglehm und gleichzeitig lässt sich auch die Terrasse selbst nicht mehr so scharf vom übrigen Terrain loslösen, wie weiter unten. Ein grosser Theil dessen, was von einzelnen Geologen in den Karpathen Berglehm genannt wurde, dürfte, wie ich schon in einem Reiseberichte kurz angedeutet habe, auf diese Weise dem nicht scharf zu sondernden Terrassendiluvium der Nebenflüsse zufallen. Damit ist wohl auch der Berg- oder Höhenlöss anderer Gegenden identisch.

Der Uebergang vom Berglöss oder -Lehm zu dem terrassirten, echten Löss, ist ein sehr allmäliger, eine Grenze zwischen beiden ist zu ziehen kaum möglich, selbst ein und derselbe Beobachter kann leicht in die Lage kommen, die Grenze in demselben Gebiete, wenn er es zum zweiten oder dritten Male betritt, anders zu ziehen, als beim ersten Besuche.

Wenn ich auch glaube, einen Theil des sogenannten Berglehms in der angedeuteten Weise auffassen zu sollen, so soll damit keineswegs gesagt sein, dass die gesammten Lehme des Hügellandes, welche oft ein sehr wesentliches Hinderniss in der Erkenntniss des Grundgebirges

bilden und die z. B. von Herrn Bergrath Paul als Berglehm zusammengefasst werden, hierher gehören. Ein Theil dieser Lehme dürfte als eluviales, wohl auch theilweise umgeschwemmtes Gebilde zu betrachten sein, während ein dritter Theil mit dem Glacialdiluvium in Zusammenhang steht. Theilweise unterhalb der Mischschotter[1]), grösstentheils darüber, erscheinen Lehme vom Aussehen des „Berglehms", die, wie schon erwähnt, hier und da auch einzelne grössere nordische Geschiebe enthalten. Diese Lehme wurden auf den Karten bisher nicht ausgeschieden, dürften aber bei näherer Untersuchung wahrscheinlich ganz gut von den rein eluvialen oder mehr oder minder deutlich terrassirten Lehmen abzugrenzen sein. In den schlesischen Karpathen wenigstens, wo mir zur geologischen Aufnahme mehr Zeit zur Verfügung stand wie in Galizien, gelang mir diese Trennung unschwer.

Am schwierigsten dürften die eluvialen Theile des Berglehms auszuscheiden sein. Ohne Zweifel ist der Löss durch Umschwemmung und Umlagerung derartiger Eluvialproducte entstanden und nachdem auch die letzteren mindestens durch die Schneeschmelze und das Regenwasser theilweise Umlagerungen erlitten haben müssen, so ist es verständlich, dass diese Bildungen miteinander viel Aehnlichkeit haben. Gross muss die Aehnlichkeit des Eluviallehms namentlich mit den höher gelegenen Terrassenlehmen der Nebenflüsse sein, die ja ebenfalls nur geringe Umlagerungen erfahren haben und auch räumlich in den Eluviallehm übergehen.

Der sogenannte „Berglehm" ist daher wenigstens in Westgalizien ein Sammelbegriff für Lehme verschiedener Entstehung, die von einander getrennt zu halten sind. Ich habe deshalb die Ausscheidung von „Berglehm", welche ich im Jahre 1882 im Anschlusse an die Kartirungen von Herrn C. M. Paul beibehalten hatte, bei der Aufnahme der Jahre 1883 und 1884 aufgegeben.

Interessant sind die Verhältnisse, welche die Wislokaterrassen bei dem Städtchen Pilzno am Karpathennordrande zeigen. Wie ich im Jahrbuche, 1883, pag. 557 erwähnen konnte, wiegen in der Zusammensetzung der Wislokaterrassen Schotter und Sande vor, Lehme und Lösse treten dagegen zurück. Dies zeigt sich namentlich bei der Terrasse zwischen Kamienica dołna und Dobrków, die aus Sand besteht und eine Breite bis zu 4 Kilometer aufweist. Die Gegend am linken Wisloka-Ufer gegenüber dieser Terrasse kam im Jahre 1884 zur Aufnahme und es zeigte sich, dass hier neben Sand auch Löss in die Zusammensetzung der linksseitigen Terrasse eintritt. Man sieht hier westlich vom Städtchen Pilzno, am Wege nach Demborzyn, zu unterst Sand mit einzelnen rostbraunen Schnüren gröberen Materiales, darüber etwa 7 Meter typischen Löss, mit mauerartigen Wänden, deutlicher Capillarstructur etc. und zu oberst eine etwa 1 Meter mächtige Lage, die aus sehr sandigem Löss, fast Sand besteht. Es ist hier somit echter Löss zwischen zwei fluviatile Sandlagen eingeschaltet und diese so beschaffene Terrasse entspricht in ihrer Gesammtmächtigkeit der am Ostufer der Wisloka gelegenen Terrasse von Dobrków, die ausschliesslich aus Sand zusammengesetzt ist.

---

[1]) Vergl. Jahrbuch, 1883, pag. 550.

Wichtige Einblicke in die Zusammensetzung der Terrassen bietet das grosse, durchschnittlich 240—270 Meter hohe Plateau, welches sich am Nordfusse der Walgruppe zwischen dem Unterlaufe der Biała und dem Dunajec (Tarnów SW.) ausbreitet, und durch die vereinigten Terrassen der genannten Flüsse gebildet wird. An der Westseite liegen an der Basis die groben Schotter mit Tatrageröllen des Dunajec, an der Ostseite die kleineren Sandsteingeschiebe und Sande der Biała, die Decke wird von Löss und sandigem Löss gebildet. Einzelne Partien zeigen eine schwach muldenförmig vertiefte Oberfläche und solche Mulden entbehren zuweilen eines deutlichen Abflusses. An diesen Stellen besteht die Terrasse nur aus Schotter und Sand, ein Absatz von Löss hat hier schon ursprünglich nicht stattgefunden.

Dieses Vorkommen stimmt vollständig mit Verhältnissen, die wir bei den gegenwärtigen Flüssen beobachten können. Auch die heutigen Thalböden zeigen Stellen, wo nur Schotter und Sande abgelagert wurden, während in der Nähe Lehm die Decke bildet. Da die schwereren Schotter und Sande nur in den tieferen Lagen der stärkeren Unterströmung fortgeführt und abgesetzt werden können, müssen derartige Partien naturgemäss tiefer liegen als jene, wo Löss und Lehm abgelagert wird. Die Stellen der Terrassen, die vorwiegend Sand und Schotter zeigen, dürften dem Verlaufe der stärkeren Wasserströmung entsprechen.

Alle die mitgetheilten Beobachtungen über die Zusammensetzung der Terrassen der Karpathenflüsse zwingen wohl zu der Annahme, dass der Löss dieser Terrassen ausschliesslich auf fluviatilem Wege entstanden ist, wie ich schon im Jahrbuche 1883, pag. 559, auseinandersetzen konnte.

Lössschnecken wurden in grösserer Menge nur in Gierczyce gefunden. Es kommt hier neben zahlreichen Exemplaren von *Helix hispida* und *Succinea oblonga* auch eine grössere Helixart und eine Clausilia nicht selten vor.

Es erübrigen nur noch einige Worte über die Diluvialbildungen des schmalen nördlichsten Theiles des Aufnahmsgebietes, zwischen Wojnicz und Brzesko, welcher bereits der Ebene zufällt. An den altalluvialen Thalboden des Dunajec bei Wojnicz schliesst sich zunächst östlich eine mächtige zumeist aus Sand bestehende Diluvialterrasse an. An einer Stelle tritt neben dem feinem Sand ein grober, aus faustgrossen Geröllen, Tatragraniten und Karpathensandsteinen bestehender Schotter hervor und zwar am Südrande des kleinen Wäldchens, welches knapp westlich von der Strasse Wojnicz-Biadoliny gelegen ist. Westlich von diesem Wäldchen befindet sich eine Ziegelei, in welcher ein ungeschichteter, gelblicher, bräunlicher oder bläulicher, schneckenfreier Lehm aufgeschlossen ist, der vereinzelte überkopfgrosse nordische Blöcke enthält. Dieser Lehm, über dessen Natur und Entstehung nur ausgedehntere Studien Auskunft geben könnten, nimmt die Gegend von Biadoliny, Perla und Dwojanów zu beiden Seiten des Pokrzywkabaches ein.

VI. Wichtigste Ergebnisse über die Verbreitung der ausgeschiedenen Schichtgruppen, die Tektonik und die geologische Geschichte des untersuchten Gebietes.

Die geologisch älteste Ablagerung des untersuchten Theiles der Sandsteinzone wird durch die Sandsteine und die schwarzen Schiefer des Neocomiens gebildet, welche Ammoniten, Belemniten, Aptychen und andere Versteinerungen enthalten und mit geringen localen Differenzen vollkommen der schlesischen Ausbildungsweise entsprechen. In diesen Schichten, welche nur im Hügellande auftreten, konnten mit Sicherheit Aequivalente der Grodischter- und Wernsdorfer Stufe nachgewiesen werden, die Vertretung der Teschener Kalke, der unteren und oberen Teschener Schiefer Schlesiens dagegen ist unwahrscheinlich.

Die Neocombildungen erscheinen in Form von zwei, ungefähr parallelen ostwestlichen Zügen, von denen der eine knapp am Nordrande, der andere ungefähr 3 bis 5 Meilen südlich davon gelegen ist. Der nördliche Zug konnte mit kleinen Unterbrechungen von Pogwisdów bei Bochnia bis Tarnowiec bei Tarnów verfolgt werden. Oestlich von Porąbka wird die schlesische Ausbildungsweise durch die Facies der „Ropiankaschichten“ verdrängt. Oestlich von Tarnowiec bis Pilzno erfährt der Neocomrandzug eine grössere Unterbrechung, desto entwickelter ist er wieder weiter östlich bis Przemysl.[1])

Der südliche Neocomzug streicht von Rybie, Kamionna und Rzegocina im Westen mit Unterbrechungen bis zum Liwocz bei Jasło im Osten und zeigt in seiner ganzen Erstreckung die schlesische Ausbildungsweise.[2])

Ueber den Neocombildungen liegen die Aequivalente der mittel- und obercretacischen Godula- und Istebnasandsteine in Form von massig-mürben (Tomaszkowicer-) Sandsteinen, die der Facies nach vom alttertiären Cięzkowicer Sandstein kaum zu unterscheiden sind. Ihre räumliche Entwicklung ist jedenfalls geringer als in Schlesien. Im Gebiete von Rzegocina fehlen sie ganz, ebenso weiter östlich im nördlichen Neocomzuge bei Dembica und Rzeszów.

Die Alttertiärbildungen bestehen im Hügellande aus Cięzkowicer Sandsteinen, Bonarówkaschichten, oberen Hieroglyphenschichten (in dem oben auseinandergesetzten Sinne) und Menilitschiefern und nehmen einen viel grösseren Flächenraum ein, wie die cretacischen Ablagerungen. Im östlichen Theile des Untersuchungsgebietes wiegen die oberen Hieroglyphenschichten, im westlichen die Cięzkowicer Sandsteine vor.

Im Berglande sind die Inoceramenschichten von Ropa die älteste, cretacische Bildung, welche in mehreren Aufbrüchen vorwiegend im nördlichen Theile des Berglandes zum Vorschein kommt. Auch im Berglande treten die cretacischen Schichten räumlich sehr zurück gegen das aus bunten Schiefern, Beloveszaschichten, Menilitschiefern, Magurasandsteinen und einigen anderen untergeordneten

[1]) Jahrbuch. 1883, pag. 484—500, Hilber im Jahrbuche 1885, pag. 422.

[2]) Der südliche Neocomzug bildet wahrscheinlich die directe Fortsetzung des schlesischen Kreideaufbruches.

Facies bestehende Alttertiär, welches in Form mehrerer meilenlanger schmaler Züge von SO. nach NW. aus dem Saroser Comitate nach Galizien streicht. Die Beloveszaschichten herrschen im südlichen, die bunten Schiefer im nördlichen Theile des Berglandes vor, die Magurasandsteine lassen nur wenig locale Abweichungen erkennen und zeigen sich nördlich von der Klippenzone am breitesten entwickelt.

Die Miocänschichten setzen nicht nur die schmale salzführende Zone am Nordfusse des Gebirges zusammen, sondern greifen auch tief in das Gebirge selbst ein, wo sie in Form kleiner ringsum isolirter Denudationsrelicte nachgewiesen wurden.

Die Diluvialbildungen erweisen sich um so mächtiger und ausgedehnter, je niedriger und flacher das Gebirge ist, sie nehmen also gegen den Nordrand in jeder Hinsicht zu. Nordische Blöcke liegen bis zu ungefähr 12 Kilometer südlich vom Nordrande.

Der tektonische Bau des untersuchten Gebietes ist einförmig, trotzdem aber schwierig zu deuten. Im südöstlichen Theile desselben ist das Hauptstreichen von SO. nach NW. gerichtet, im westlichen Theile geht diese in Ost- und Mittelgalizien allgemein herrschende Streichungsrichtung allmälig in die ostwestliche über. Die Ueberschiebung gegen NO., welche in Ost- und Mittelgalizien ausnahmslos beobachtet werden kann, beherrscht auch hier grosse Theile der Sandsteinzone, daneben tritt aber auch gewöhnliche Faltung auf.

Der Nordrand zeigt von Pilzno im O. bis Brzesko in W. südlich geneigte Schichten. An vielen Stellen, wie in Okocim, Bochiniec, Porabka fallen alttertiäre Sandsteine, welche den nördlichsten Streifen der Sandsteinzone bilden, unter die Schichten der nördlichen Neocomzone ein, so dass hier die Ueberschiebung klar hervortritt. Ebenso schiessen im Hügellande südlich und südwestlich von Pilzno alle Schichten, gleichgiltig wessen Alters sie sind, concordant nach S. ein.[1]) (Vergl. den Durchschnitt Tafel II, Prof. III.)

In seinem westlichsten Theile dagegen, in der Gegend von Bochnia ist der Nordrand, soweit man den geologischen Bau über Tags verfolgen kann, entschieden nicht überfaltet. Die Schichten bilden hier eine äusserst flache, regelmässige Anticlinale (vergl. Fig. 6 und Taf. II, Prof. I). Wie bei Bochnia selbst, so ist auch südlich von diesem Orte, in der Gegend von Wisnicz, Królówka, Leszczyny, bis zum Aufbruch von Rzegocina keine Ueberschiebung wahrnehmbar (vergl. Taf. II, Prof. I). Es macht sich also ein gewisser Gegensatz zwischen dem östlichen und dem westlichen Theile des Hügellandes geltend.

Das Bergland zeigt Ueberschiebungen, die damit verbundenen Längsbrüche und einseitigen Schichtfolgen (Schuppenstructur E. Suess), namentlich in seinem nördlichen und östlichen Theile, doch kommen neben überschobenen auch regelmässige Falten vor. Es scheint, dass namentlich die breiten und mächtigen Züge von Magurasandstein regelmässige Mulden mit S.-fallenden Nord- und N.-fallenden Südflügeln bilden, während die schmalen Züge durchaus isoclinal nach SW. geneigte Schichten zeigen (vergl. Taf. II, Prof. III). Der südlichste Theil des Berglandes, namentlich die breite Magurasandsteinzone nördlich von der

[1]) Es ist dabei von secundären Faltungen natürlich abzusehen.

penninischen Klippenlinie lässt nur einfache Faltungen, keine Ueberschiebungen erkennen, und das gleiche ist vom westlichen Theile des Berglandes, von der Gegend von Limanowa und Kamienica südlich von Rzegocina zu behaupten. (Vergl. Taf. II, Prof. I.)

Es gewinnt demnach den Anschein, dass die Ueberfaltung im untersuchten Gebiete gegen S. und W. abnimmt und einer einfachen Faltenbildung Platz macht. Jedenfalls wächst die Intensität der Faltung gegen den Nordrand zu.

Die Hauptfaltung der Sandsteinzone musste zweifellos in der Zeit nach Abschluss des Oligocäns und vor Beginn der zweiten Mediterranstufe erfolgt sein. Es ergibt sich dies mit untrüglicher Sicherheit daraus, dass an vielen Stellen vom Nordrande bis tief in das Gebirge hinein Denudationsrelicte aus der Zeit des Badener Tegels nachgewiesen wurden, welche theils horizontal, theils mit geneigten Schichten auf dem gefalteten älteren karpathischen Gebirge discordant aufruhen und sowohl durch diese Lagerung, wie ihre topische Vertheilung auf das klarste beweisen, dass sie einer transgredirenden Formation angehören.

Man sieht sich also auch hier zu jener Schlussfolgerung hingedrängt, welche schon in meinen „Beiträgen zur Geologie der westgalizischen Karpathen, pag. 499 gezogen wurde, nämlich, dass das von W. her transgredirende Miocänmeer bereits ein fertiges, den heutigen Karpathen in seinen Grundzügen völlig gleichendes Gebirge vorgefunden haben musste.

Da die südlichsten dieser transgredirenden Miocänvorkommnisse (Niskowa und Podegrodzie bei Sandec) eine horizontale Lagerung aufweisen und die Schichtneigung der einzelnen Miocänpartien um so ausgesprochener wird, je mehr sie dem Nordrande genähert sind und endlich am Nordrande selbst die Störung des Miocäns den höchsten Grad erreicht, muss man auch für die nachmiocäne Faltungsperiode ein Zunehmen der Intensität gegen den Nordrand annehmen. Im Innern der Sandsteinzone war die Wirkung der nachmiocänen Faltung unbedeutend, am Nordrande erreichte sie ihre grösste Stärke, um unweit nördlich davon wieder zu ersterben. Wie die Lagerung der einzelnen Partien, namentlich die des Salzgebirges von Bochnia beweist, hat die nachmiocäne Faltung in demselben Sinne gewirkt, wie die nacholigocäne.

Die selbstständige Verbreitung der cretacischen Schichten, welche unabhängig von den von SO. nach NW. streichenden Alttertiärbildungen ungefähr ostwestliche Züge bilden, weist auf eine cretacische Faltungsperiode hin, so dass sich also der gegenwärtige Gebirgsbau der cretacisch-tertiären Sandsteinzone als das Ergebniss von drei Faltungsperioden darstellt. Die erste erfolgte nach Absatz der Aequivalente des Istebna-Sandsteines und theilweise noch früher, nach Absatz des Neocomiens, die zweite nach Absatz des Alttertiärs, die dritte nach Absatz des Miocäns.

Sowie die Faltungserscheinungen des subkarpathischen Salzthones der Anticlinale der Schweizer Molasse entsprechen, so findet sich die in den Westkarpathen nachgewiesene Discordanz zwischen Miocän und Oligocän in den Nordalpen wieder, wo nach Gümbel[1]) zwischen dem obersten Oligocän, dem Cyrenenmergel und der Blättermolasse und der oberen Meeresmolasse eine zweifellose Lücke besteht.

[1]) Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete, l. c. pag. 324.

So wichtig die Faltungsepoche nach Abschluss des Oligocäns für die geologische Geschichte der Karpathen gewesen ist, so konnte die damit verbundene Unterbrechung der Sedimentation der Zeit nach verhältnissmässig nicht gross gewesen sein. Viel bedeutender ist ohne Zweifel die Lücke zwischen den Kreide- und den Alttertiärbildungen. Ueber deren Ausmass konnten auf galizischem Boden freilich keine genügend sicheren Anhaltspunkte gewonnen werden. Es lässt sich wohl sagen, dass jedwede Andeutungen für die Vertretung des älteren Eocäns fehlen, aber die Periode der mittleren oder oberen Kreide, bis zu welcher die cretacischen Ablagerungen des Hügellandes reichen, lässt sich gegenwärtig auf Grund von Beobachtungen in Galizien nicht bestimmen. Der Vergleich mit den entsprechenden Verhältnissen der schlesischen Beskiden wirft jedoch auch auf Galizien einiges Licht. In Schlesien ist die Sedimentation vom Neocom bis zu den von Hohenegger als cenoman angesprochenen Istebner Schichten ununterbrochen. Mit den letzteren aber schliesst die cretacische Schichtfolge ab; die oberste Kreide, welche an der westlichen Grenze Schlesiens durch die transgredirenden und eine selbstständige Verbreitung zeigenden Baschker Sandsteine und Friedecker Baculitenschichten vertreten ist, fehlt hier vollständig. Das nächstjüngere Glied gehört bereits dem Alttertiär an, welches zum Theil concordant auf den Istebner Schichten aufruht, zum Theil aber auch eine selbstständige Verbreitung besitzt und sich quer über Kreidezüge legt oder die letzteren umfliesst, wie dies schon Hohenegger hervorgehoben hat. Es besteht also hier eine Lücke, welche die oberste Kreide und höchstwahrscheinlich auch das untere und mittlere Eocän umfasst, denn auch in Schlesien liegen keinerlei Anhaltspunkte für die Vertretung des älteren Eocäns vor. Da nun die massigmürben Sandsteine im Hangenden des Neocoms in Westgalizien den Istebner Sandsteinen total gleichen, wird man wohl annehmen dürfen, dass auch in Westgalizien die Sedimentation bis zur Stufe des Istebner Sandsteins gereicht hat und die betreffende Ablagerungslücke hier denselben Umfang, wie in Schlesien aufweist. An einigen Stellen, wie im Gebiete von Rzegocina und in noch ausgedehnterem Masse zwischen Dembica und Rzeszów, fehlen die mittelcretacischen Bildungen vollständig, es scheint also hier die Lücke, wenn man nicht an weitgehende Denudationen denken will, noch umfassender zu sein.

Obwohl also die cretacisch-alttertiäre Lücke eine viel bedeutendere ist, wie die nachalttertiäre, so sind doch die Spuren der ersteren viel schwerer erkennbar, da die in gleichem Sinne wirkende Nachfaltung die Schichtenfolge vollkommen concordant gestellt hat. Das letztere ist zwischen Miocän und Alttertiär wohl auch der Fall, aber nur am Nordrande, wo die Faltung am längsten angedauert hat, weiter südwärts ist die ursprüngliche Discordanz noch erhalten. Einzig die schon erwähnte topische Vertheilung der Kreidebildungen, welche unabhängig vom Alttertiär ist, weist mit Entschiedenheit darauf hin, dass die Sedimentation keine lückenlose war. Am deutlichsten zeigt sich dies in der Gegend von Iwkowa und Rajbrot, wo die Neocomaufbrüche des südlichen Zuges längs einer ungefähr ostwestlichen Linie angeordnet erscheinen, während die Alttertiärzüge ganz unabhängig davon gegen SO. streichen.

Man kann demnach in der Sandsteinzone drei Faltungsperioden unterscheiden, welche mit Unterbrechungen der Sedimentation verbunden sind.

Von grosser Wichtigkeit für die geologische Geschichte der Karpathen sind ferner die zahlreichen Vorkommnisse von exotischen Blöcken und die massenhaften Anhäufungen von Tithonblöcken und Strandgeröllen von weissem Tithonkalk im Neocom des Nordrandes.

Da den exotischen Blöcken ein eigener Abschnitt gewidmet werden musste, glaube ich an dieser Stelle darauf verweisen zu können, ohne die Ergebnisse nochmals zu wiederholen.

Die Tithonblöcke treten im Neocom des untersuchten Gebietes weniger zahlreich auf wie in den östlich und westlich angrenzenden Gegenden. Das stellenweise ausserordentlich massenhafte, nirgends ganz fehlende Vorkommen dieser Blöcke am Karpathennordrande hat zu der Anschauung geführt, dass bereits zur Neocomzeit am Nordrande des Karpathenmeeres eine Reihe von Tithonklippen bestanden haben musste, deren Verlauf von der südlichen Klippenlinie vollkommen unabhängig in Westgalizien gegen O., oder genauer gesagt gegen ONO. gerichtet war. Während sich weiter westlich einige dieser Tithonklippen noch erhalten haben, scheinen sie im grössten Theile von Galizien fast gänzlich in Strandgerölle aufgelöst worden zu sein. Nicht in Rzegocina, wie früher auf Grund der älteren Kartirung vermuthet wurde, sondern am Nordrande der Sandsteinzone, hat man die Fortsetzung der nördlichen Klippenlinie zu suchen.[1]) Etwas ausführlicher erscheint diese Frage in meinem älteren Aufsatze über die westgalizischen Karpathen (l. c. pag. 500, 501) behandelt. Da in der Zwischenzeit keine neuen Daten gefördert wurden, welche hierauf Bezug haben, so glaube ich auf meine älteren Ausführungen hinweisen zu dürfen.

Zieht man das in einem grossen Theile der Sandsteinzone, speciell in dem beschriebenen Gebiete nicht anstehend nachweisbare, sondern nur supponirte Tithon mit in den Bereich der Sedimentreihe der Sandsteinzone, so tritt zu den oben besprochenen zwei Lücken der Schichtfolge noch eine dritte, die zwischen Tithon und Neocom hinzu.

Vulcanische Durchbrüche haben in der Geschichte der galizischen Sandsteinzone nördlich von der penninischen Klippenlinie keine erhebliche Rolle gespielt, wenn man von den Tescheniten im westlichen Galizien absieht. Um so merkwürdiger ist das vereinzelte Vorkommen von andesitischen Intrusionen in der Gegend von Rybie, Kamionna und Rzegocina, südlich von Bochnia.

---

[1]) Vergl. Niedzwiedzki, Beitr. z. Geol. d. Karpathen. Jahrbuch 1876, pag. 339; Uhlig, Beitr. Geol. westgaliz. Karpathen. Jahrbuch 1883, pag. 501; Hilber, Randth. d. Karpathen. Jahrbuch 1885, pag. 424; Paul, Neuere Fortschritte. Jahrbuch 1883, pag. 671.

Inhalt.

Erläuterung zu Tafel II.

Profile über die westgalizische Sandsteinzone.

Prof. I. Vom Nordrande bei Bochnia bis zur südlichen Klippenlinie bei Grywałd (zwischen Czorsztyn und Kroscienko). Da dieser Durchschnitt nahe dem westlichen Kartenrande gelegen ist, konnte er nicht längs einer Geraden geführt werden. In Pogwisdów ist die Ebene des Durchschnittes um 2·2 Kilometer gegen W., vor Łąkta, im Łososinathale und vor Zagórzyn gegen O. gerückt.

Prof. II und IV. Profile durch das vorkarpathische Hügelland.

Prof. III. Vom Nordrande bis zur Südgrenze des Kartenblattes Bartfeld-Muszyna. Südlich von Sietnica und vor Sokol bei Gorlice erscheint die Ebene des Durchschnittes um 2·2 Kilometer gegen O. gerückt.

Maassstab der Längen 1 : 75.000
„ „ Höhen 1 : 50.000.

Ein kurzer Bericht über die im Jahre 1887 im transkaspischen Gebiet ausgeführten geologischen Untersuchungen.

Von N. Andrussow.

Während der Sommermonate 1887 habe ich im Auftrage der St. Petersburger Naturforscher-Gesellschaft eine geologische Reise durch das transkaspische Gebiet gemacht. Da unsere geologischen Kenntnisse über die Gegend, welche ich besuchte, entweder sehr spärlich oder veraltet sind, so erlaube ich mir in den nächstfolgenden Zeilen einen kurzen Bericht über die Hauptresultate meiner Reise mitzutheilen. Dieser Bericht kann freilich nur unvollkommen sein, da die Bearbeitung der mitgebrachten geologischen und paläontologischen Sammlung kaum angefangen ist; mir schien es aber nicht überflüssig, manche interessante Thatsache schon jetzt dem gelehrten Publikum bekannt zu machen.

Meine Marschroute war folgende: Von Krasnowodsk (an der Ostküste des kaspischen Meeres, Baku gegenüber) ging ich nach Norden, besuchte die Süd- und die Ostküste des Golfes Kara-bugas, durchquerte das südwestliche Viertel Ustürts und die Sandwüste Karyn-Jaryk, bereiste die beiden Aktan und Karatan und beendete meine Reise im Fort Alexandrowsk auf der Halbinsel Tüb-karagan.

Die Stadt Krasnowodsk liegt am Fusse des westlichen Endes des Gebirges Kuba-dagh. Dem letzteren konnte ich nur wenige Excursionen widmen und darum vermag ich nur sehr Weniges den Beobachtungen früherer Forscher [1]) hinzuzufügen. Das Gebirge Kuba-dagh ist aus im Allgemeinen nach Norden geneigten Schichten zusammengesetzt.

Die Neigung ist meistens eine ziemlich unbedeutende; doch habe ich östlich von Krasnowodsk nicht nur auf dem Kopfe stehende Kalksteinschichten, sondern auch eine Ueberkippung derselben (so dass ein scheinbares Neigen gegen Süden, 50°, entsteht) getroffen. Was die Schichtenfolge des Gebirges Kuba-dagh anbelangt, so liegen hier zu unterst poröse, röthliche, oft breccienähnliche und hornsteinführende Kalke; darauf folgen mächtige Lager von grauen Sandsteinen, dann

[1]) Eichwald, Felkner, Koschkul und Tietze.

sandig-mergelige Schichten mit grossen Gypslagern und endlich wiederum Sandsteine. Aus dem Kalksteine erwähnt schon Tietze[1]) undeutliche Crinoidenstielglieder; ich fand ausserdem noch schlecht erhaltene Ueberreste zweier Brachiopodenarten (*Rhynchonella* und *Terebratula)*, die mit den in den Kellowayschichten von Tuar-kyr (siehe weiter) vorkommenden ähnlich sind. Damit wird eine Bestätigung der von verschiedenen Seiten ausgesprochenen Vermuthungen gebracht, dass die Schichten von Kuba-dagh jurassischen Alters sind.

Zwischen dem Kuba-dagh und der Südküste des Golfes von Karabugas breitet sich die ziemlich hohe, aus Neogenschichten bestehende Steppe aus. Gegen das kaspische Meer und das Südufer des Karabugas-Golfes wird diese Steppe durch einen ziemlich complicirt verlaufenden Steilrand begrenzt, an dessen Fusse sich jüngere Ablagerungen anlehnen. Es sind theilweise unzweifelhafte, kaspische, posttertiäre Ablagerungen, wie zum Beispiel am Salzsee Kukurt-ata. Sie liefern nicht selten das Material für Flugsand (Brunnen Burnak). Ausserdem kommen noch Conglomerate unbekannten Alters vor, wie z. B. diejenigen, welche eine Terrasse am Fusse des sarmatischen Steilrandes zwischen Burnak und Sülmenj zusammensetzen. Aehnliche Conglomerate füllen die breiten, in den Miocänschichten erodirten Thäler auf der Nordseite der Steppe aus und liegen bei Jasyhischem und unweit von Gösli-ata auf einer Höhe, mehr als 120 Meter über dem Niveau des kaspischen Meeres. Da bei dem Fehlen von Fossilien das Verhältniss der Conglomerate zu den kaspischen Schichten mir unbekannt geblieben ist, so vermag ich nicht mit Sicherheit ihr Alter zu bestimmen, insbesondere weil bei Burnak auch sicher pliocäne Schichten hervortreten. Unter den kaspischen Flugsanden liegt hier eine flach nach W. geneigte Schicht eines gelblichen Kalksteins mit flachen Sandsteingeröllen und Abdrücken von Cardien und Dreissenen, welche mit denen der unteren pliocänen Cardienschichten von Apscheron identisch sind.

Während meines Aufenthaltes in Baku, als ich mich dort zur Reise vorbereitete, hatte ich die Gelegenheit, die dortigen Tertiärablagerungen kennen zu lernen und überzeugte mich, dass hier in der That echt pliocäne Brackwasserschichten auftreten, was auf Grund des Studiums der vorhandenen Literatur nur vorausgesetzt werden durfte. In den tieferen Lagen der cardienführenden Schichten von Apscheron ist eine Fauna begraben, die aus Cardien, Dreissenen und kleinen Gasteropoden besteht. Die Cardien sind lauter ausgestorbene Formen (*Cardium intermedium Eichw.*, *propinquum Eichw.*[2]) *cf. subdentatum Desh.*, und viele andere noch unbeschriebene Arten), während fast alle Dreissenaarten noch jetzt im kaspischen Meere leben (*Dr. rostriformis Desh.*, *polymorpha Pall.* und *caspia Eichw.)*. Von den Gasteropoden lebt die *Neritina lithurata Eichw.* noch jetzt, die Mehrzahl der übrigen scheint ausgestorben zu sein und gehört den Gattungen *Limnaea*, *Clessinia*[3]) und *Micromelania* an.

[1]) Tietze, Ueber einen kurzen Ausflug nach Krasnowodsk. Jahrb. d. k. k. geol. R.-Anst. 1877, XXVII, Nr. 1, pag. 1—6.

[2]) *Fauna caspia-caucasia.*

[3]) Vergleiche Dybowski, Ueber die Gasteropoden-Fauna des kaspischen Meeres. Malakozoologische Blätter. Neue Folge, Bd. X, Lief. 1.

Diese Zusammensetzung der Fauna weist darauf hin, dass wir es hier keineswegs mit irgend einer aralo-kaspischen (posttertiären) Bildung zu thun haben, sondern mit einer pliocänen. Doch bleibt die Frage offen, ob die Schichten mit *Cardium intermedium* von Apscheron der pontischen oder einer höheren Pliocänstufe gehören. Mit der pontischen Stufe haben diese Schichten nur eine Art gemeinsam, *Dr. rostriformis*; dieselbe hat aber eine grosse verticale Verbreitung (von der pontischen Zeit bis zur Gegenwart). Von den Cardien ist keines mit den pontischen Formen identisch, obwohl ihr Habitus mehr ein pontischer als ein kaspischer ist. Da aber alle Dreissena-Arten von den Schichten mit *Cardium intermedium* noch leben, während die pontische Stufe ausgestorbene Arten enthält, und die *Dreissena polymorpha* und *caspia* in denselben nicht vorkommen, so bin ich geneigt, zu glauben, dass die Schichten mit *Cardium intermedium* etwas jünger sind als die pontische Stufe und etwa der levantinischen Stufe entsprechen. Leider geben uns in dieser Hinsicht die stratigraphischen Verhältnisse keinen Bescheid, da die Schichten mit *Cardium intermedium* discordant [1]) auf den fossilleeren naphtaführenden Schichten liegen, welche jetzt von Ssorokin und Ssimonowitsch für oligocän erklärt worden sind.[2]) Sie scheinen jedoch eine weite Verbreitung im südlichen Kaspigebiete zu haben. So sind sie z. B. bei Schemacha [3]) und im transkaspischen Naphtabezirke (Nephte dadh, Buja-dagh u. s. w.) südlich von beiden Balchan und Küren-dagh vorhanden.

Die Steppe selbst besteht aus flach liegenden sarmatischen Schichten. Sie zeigen eine äusserst schwache Neigung gegen NW., und zwar liegt die Basis der sarmatischen Stufe bei Koschoba um 90 Meter und zwischen Gurdschi und Gösli-ata um 170 Meter höher als bei Kukurt-ata, was einem äusserst geringen Einfallen entspricht (einige Minuten).

Die sarmatische Stufe erreicht eine Mächtigkeit von 150 Meter und wird von gelben und weissen Kalksteinen, weissen Kalkmergeln und weissen, seltener gelblichen Sanden zusammengesetzt, welche miteinander wechsellagern und Gyps, Baryt, Brauneisenstein und Schwefel (Kukurt-ata [4]) enthalten. Gute Versteinerungen kommen fast gar nicht vor; meistens sind es Steinkerne und Abdrücke (*Mactra, Cardium, Ervillia, Cerithium*). Zwischen Kukurt und Jasyhischen in den sogenannten Bergen Ak-tschagyl entdeckte ich in den oberen sarmatischen Sanden eine sonderbare Fauna, die aus eigenthümlichen Cardien, Mactren und Cerithien besteht. Unter den Mactren sind mehrere neue kleine Arten hervorzuheben. Die Cardien sind ausnahmslos mit den bekannten Formen nicht identisch, darunter ist eine Art klaffend. Ich hoffe nächstens diese Fauna eingehend zu beschreiben und zu besprechen.

[1]) Siehe Quitka, Gornoj Journal. 1887. Die Thatsache scheint aber zum erstenmal von Ssorokin und Ssimonowitsch nachgewiesen. Man muss leider bedauern, dass die kostbaren Beobachtungen derselben noch nicht veröffentlicht sind. Zu den paläontologischen Angaben Quitka's muss man sich sehr kritisch verhalten, so soll zum Beispiel das von ihm behauptete Vorhandensein der sarmatischen Stufe bei Baku entschieden unrichtig sein.

[2]) Siehe Möller's Bericht über die Thätigkeit der Bergverwaltung im Kaukasus etc. für das Jahr 1886 (russisch).

[3]) Zulukidze, Das Erdbeben von Schemacha. Nachrichten der kaukasischen Section der kais. russischen geographischen Gesellschaft. Bd. I, Nr. 6.

[4]) Das Schwefelvorkommen von Kukurt-ata wurde durch Kouschin bekannt.

Die sarmatischen Schichten liegen, wie man es bei Koschoba und östlich von Gurdschi sehen kann, sowie im Süden von Sülmenj auf dem dunkelbraunen Schieferthone. Bei Koschoba enthalten diese Thone viel Melettaschuppen. Das Alter dieser Thone genau zu ermitteln bleibt vorläufig unmöglich. Vielleicht haben wir es hier mit den Aequivalenten der krimokaukasischen mittelmiocänen Melettaschieferthone zu thun. Gegen Süden, zwischen Burnak und Krasnowodsk liegen die sarmatischen Schichten unmittelbar auf den steil aufgerichteten Kubadaghschichten, gegen Osten, bei Gösli-ata auf der oberen Kreide. Oestlich vom Meridiane von Gösli-ata hören die sarmatischen Schichten auf und wir treten in breites Gebiet der mesozoischen Ablagerungen ein. Auf dieses Gebiet übertrage ich den von den Einwohnern nur für seinen nördlichen Theil gebrauchten Namen Djanaks. Als Grenzen von Djanak erscheinen: im Westen das Ufer des Golfes Karabugas südlich von Otan und die oben beschriebene sarmatische Steppe, im Süden die Sandwüste Tschil-mamet-kum [1]), im Norden Ustürt. Nach Osten kann ich die Grenze nicht sicher bestimmen.

Djanak ist keine Ebene, sondern ist von kleinen Bergrücken eingenommen und besteht aus in schwachen Falten gelegten cretacischen und jurassischen Schichten. Die Geotektonik Djanaks kann noch nicht vollständig klargelegt werden, da uns nur die wenigen Beobachtungen vorliegen, welche ich am Wege von dem Brunnen Gösli-ata zum Ustürt (über Tuar, Mansu und Kodja-ssufy) sammelte. Ueber die Oertlichkeiten. welche östlich von Tuar liegen, wissen wir gar nichts. Bei der Quelle Otan am Ufer des Golfes Karabugas beginnt ein langer niedriger (bis 300 Meter) Bergrücken , welcher unter dem Namen von Ssary-baba bekannt ist; sein nordwestlicher Abhang ist sehr steil (siehe Fig. 1), der südwestliche zeigt eine sanfte Neigung. Dieser Rücken besteht aus obercretacischen Schichten, welche nach NW. streichen und flach nach SW. (10°) neigen. Zu oberst stellen sich glauconitische Mergel mit *Gryphaea vesicularis* ein, welche auch überall westlich von Ssary-baba aufgeschlossen sind, z. B. sehr schön zwischen Ssary-ujuk und Porsukup. Diese glauconitischen Mergel sind manchmal (Berg Djigyl-ghan am Ufer des Karabugasgolfes) durch lockeren Bryozoenkalk ersetzt. Darunter erscheint am östlichen steilen Abhang eine dünne Schicht glauconitischen Sandes mit *Rhynchonella plicatilis Sow.*, *Vola*, *Exogyra* etc., dann kommt die weisse Kreide, die eine Mächtigkeit von mehr als 100 Meter erreicht und *Echinocorys vulgaris Breyn.* und *Inoceramus*-Bruchstücke führt.

Nach unten geht die weisse Kreide in weissen, gelblichen und bläulichen Kreidemergel über. Am Berge Ak-kup (der dem Bergrücken Ssary-baba angehört) sieht man, dass diese Mergel von lockeren röthlichen Sandsteinen unterteuft sind. An der Grenze zwischen diesen Sandsteinen und dem Kreidemergel beobachtet man eine nicht mächtige Schicht von sandigem Mergel mit kleinen Phosphoritkügelchen.

Die röthlichen Sandsteine bilden den Boden eines flachen, breiten und langen Thales, welches zwischen dem Bergrücken Ssary-baba und

[1]) Diese Sandwüste bildet nur eine Bucht der ungeheuren Karakenwüste, welche zwischen dem grossen Balchan, dem Koscha-seira, der sarmatischen Steppe und dem Djanak liegt.

einer Reihe von kleinen, von einander losgetrennten Bergrücken, von denen der südlichste und zugleich der grösste unter dem Namen Tuar-kyr bekannt ist, liegt. Sie gehören zur unteren Kreide. Bei Mansu (SO. von Kodja-ssufy) liegen in diesen Sandsteinen Fossilien, welche meistens mit den in den oberen Gaultschichten Mangyschlaks vorkommenden identisch sind. Nördlich von Tuar sammelte ich die *Exogyra Coulonii*, welche bekanntlich im oberen Neocom verbreitet ist.

Der Bergrücken Tuar-kyr, sowie alle kleineren Höhen, welche dessen Fortsetzung gegen Norden bilden und bis zum Brunnen Kifhischem sich erstrecken, bestehen aus nach N. 20—50° W. streichenden jurassischen Schichten, welche, unter einem Winkel von 17—20° nach SW. einfallend, unter die röthlichen Sandsteine hinabgehen.

Die Schichtenfolge von Tuar-kyr ist die folgende:

a) oben liegen die Kalke mit Hornstein und einer *Waldheimia cf. Leckenbyi Walz.*,

b) darunter folgen die Spongienmergel (mit Lithistiden), an deren Basis eine dünne Schicht von

c) bläulichem Ammonitenkalk liegt, welcher viele Lamellibranchier *(Ctenostreon, Pecten, Plicatula, Modiola gibbosa Sow., Pholadomya Murchisonii, Ceromya, Exogyra)*, Brachiopoden *(Rhynchonella* und *Terebratula)*, Seeigel und Seelilien *(Millericrinus)* enthält. Von Ammonitiden kommen hier vor: *Peltoceras athleta Sow., Cosmoceras ornatum Schl., Cosm. sp.* aus der Gruppe der *Jason d'Orb., Quenstedtioceras Lamberti Sow., Quenst. Mariae d'Orb., Olcostephanus sp.*

d) Eine nicht mächtige fossilleere Schicht von sandigem Thon trennt diese Ammonitenschicht von dem

e) röthlichgelben Kalkstein, welcher reich an Fossilien ist. Mit Ausnahme von *Qu. Mariae* kommen hier alle Ammonitenarten des bläulichen Kalksteins und dazu noch *Cosmoceras cf. enodatum Nik., Stephanoceras cf. coronatum Brug., Macrocephalites sp.* und mehrere *Harpoceras*-Arten vor. Von den übrigen Versteinerungen sind zu erwähnen: *Gryphaea dilatata Sow., Lima, Gervillia*, zwei oder drei *Trigonia*-Arten aus der Gruppe der *costatae, Goniomya, Arca, Isocardia, Astarte, Lucina, Pecten, Modiola gibbosa, Pholadomya Murchisonii, Rhynchonella varians.*

NO. — Tuar-kyr — Ssary-baba — SW.

Fig. 1. Ein Querprofil durch die Gegend von Djanak.

Obere Kreide: 1. Glauconitische Mergel. 2. Weisse Kreide. 3. Kreidemergel. Untere Kreide: 4. Röthliche Sandsteine. *x* Bank mit *Exogyra Coulonii*. Jura: 5. Kellowayschichten. *y* oberer Ammonitenkalkstein, *z* unterer Ammonitenkalkstein. 6. Fossilleere Sandsteine. Recent: 7. Flugsand. 8. Salzboden.

Die in diesen Schichten begrabene Fauna weist auf obere Kellowayschichten, und zwar auf die Zonen von *Peltoceras athleta* oder die Ornatenschichten hin. Somit wird der erste Beweis für das Auftreten von mittleren Juraschichten südlich von Mangyschlak, wo sie schon längst von Eichwald[1]) angedeutet worden sind, geliefert. Dadurch erscheint das von Abich[2]) behauptete Vorkommen des Jura an der westlichen Küste des Aralsee keineswegs als unwahrscheinlich.

Unter den Schichten mit *Peltoceras athleta* folgt eine mächtige Serie von klein- und grobkörnigen Sandsteinen, welche eine Neigung zur Bildung grosser kugelförmiger Concretionen zeigen und mit braunen Thonschiefern wechsellagern. Manchmal finden sich in denselben undeutliche Pflanzenreste. Petrographisch, paläontologisch und stratigraphisch entsprechen sie vollkommen den kohlenführenden Schichten Mangyschlaks.

Nach Osten von Tuar-kyr und seinen Fortsetzungen gegen NW. zeigen die pflanzenführenden Sandsteine und Kellowayschichten schon ein Einfallen gegen NO., oftmals bis 40°, so dass wir hier eine grosse unsymmetrische Anticlinale vor uns haben, welche, im Allgemeinen nach NW. streichend, den östlichen Theil Djanaks zusammensetzt. Weiter östlich von Tuar folgen auf diese Anticlinale wahrscheinlich noch ein Paar schwächere Falten.

Die Djanak'sche Anticlinale (Fig. 2) verliert sich zwischen Otan und Kifhischem unter den horizontalen Neogenschichten Ustürts, welche hier, wie fast überall, mit einem hohen Steilrand, Tschink, abfällt. Ich bestieg den Tschink in der Kia-djob genannten Oertlichkeit.

Hier liegen auf den röthlichen untercretacischen Schichten zuerst

a) Kalkmergel, Gypsmergel, Gypse und poröse Kalksteine. Zu unterst sind schlecht erhaltene Schalen von *Spaniodon gentilis* getroffen worden. Darauf lagern

b) sarmatische Kalke mit *Cardium*, *Mactra* u. s.

Den Ustjürt selbst durchquerte ich von Kia-djal nach dem Brunnen Beyram-eli und von dort über den Brunnen Kosch-adschi, Urta-utschkuju, Jangry-Tschogran und Karassaj.

Diese ganze Strecke zeichnet sich durch dieselbe freudenlose Einförmigkeit aus, welche dem übrigen Ustjürt auch eigen ist. Man sieht vor sich stundenlang eine grenzenlose, vollkommen flache Ebene, die nur spärlich mit Gras bewachsen ist. Hier und da zeigt sich ein Wäldchen von niedrigem schattenlosen Saxaul *(Haloxylon ammodendron)*. Der Boden besteht aus feinem, grauen, stark kalkigem Lehm. Von Zeit zu Zeit wird diese Ebene durch eine breite schüsselförmige Vertiefung unterbrochen. Solche Vertiefungen haben auch einen vollkommen ebenen Boden und sind von allen Seiten mit einem niedrigen (4—5 Meter), wenig steilen Rand umgeben. Dieser Rand zeigt gewöhnlich horizontal liegende Schichten von sarmatischem Kalkstein und Mergel. Der Kalkstein ist stark cavernös und enthält grosse Abdrücke von *Mactra Fabreana d'Orb.*, *Tapes gregaria Partsch*, *Cardium plicatum Eichw.*,

[1]) Ed. Eichwald, Geologisch-paläontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangyschlak und die Aleutischen Inseln. St. Petersburg 1871.

[2]) H. Abich, Zur Paläontologie des asiatischen Russlands. Mém. de l'Acad. Imp. de St. Petersb. 1858, (6), VII.

Nassa sp. etc. Der Boden der Vertiefungen besteht aus demselben Lehm, wie die Steppe von Ustjürt selbst, nur ist er hier mächtiger.

Darunter liegt überall der sarmatische Kalkstein.

Fig. 2.



Geologische Kartenskizze der Ostküste des Kaspischen Meeres.

Bei Karassaj stieg ich vom Ustjürt hinab. Der Tschink stellt hier zwei Stufen dar. Die obere besteht aus den weichen sarmatischen Kalksteinen mit Abdrücken von kleinen Cardien, Mactren und Trochus. Die Oberfläche der zweiten Stufe wird theilweise vom Flug-

sand, theilweise vom Salzboden gebildet. Einzelne vorragende Hügel zeigen stark erodirten sarmatischen Kalkstein. Darunter folgen mächtige Ablagerungen von Gyps, die auch Steilwände zusammensetzen, mit welchen diese zweite Stufe gegen die westlicher liegende kleine Sandwüste Ssak-ssor-kuj endet. Diese Sandwüste beginnt am nördlichen Ufer des Golfes von Karabugas, zieht sich nach Norden, verengt sich stark bei dem Brunnen Ssummbja, erweitert sich dann wieder und erreicht im Norden die Oertlichkeit Bussaga am Rande des Ustjürt.

Von Osten und Westen wird diese Sandwüste von Steilrändern begrenzt. Jener im Osten ist der eben beschriebene Tschink von Ustjürt, im Westen erhebt sich ein dem von Ustjürt vollkommen entsprechender fast ebenso hoher Tschink, welcher die östliche Grenze einer zwischen der Sandwüste und der kaspischen Küste liegenden Steppe bildet. (Dieser Tschink wird meistens mit keinem besonderen Namen bezeichnet, nur im Süden treffen wir die Bezeichnung Kajassan irnek). Zwischen dem Brunnen Ssak-ssor-kuj und Kadjalo zeigt dieser Tschink die folgende Zusammensetzung.

Zu oberst liegen weisse und gelbe Kalksteine in Wechsellagerung mit weissem Mergel und grauem Mergelthon. Sie enthalten viele sarmatische Versteineruugen, aber nur in Abdrücken.

Tiefer liegen die gelblichen Sandsteine, oolithische sandige Kalke, braune sandige Thone und dünne Gypslager. Die oolithischen Kalksteine enthalten die Schalen von *Spaniodon gentilis Eichw.*

Noch tiefer erscheint eine mächtige Schicht von Gyps, welche von bleichgelben Sandsteinen unterlagert ist, denen auch dünnere Lager von Gyps untergeordnet sind. In diesen fand ich auch einige Exemplare von *Ervillia sp.* und sehr schlecht erhaltene *Membranipora.* Als Grundlage dieser Sandsteine erscheinen röthlichgraue Schieferthone.

Bei Kodjola lagern diese Schieferthone auf den weissen kreideähnlichen Kalksteinen mit *Ostrea*, welche schon dem Eocän zuzugehören scheinen. Das Profil von Ssak-ssor-kuj beweist, dass die Gypse von Karassaj den Schichten mit *Span. gentilis* untergeordnet sind.

Ein weiterer wichtiger Schluss, welchen wir aus der Beschaffenheit des Tchinkes von Ssak-ssor-kuj ziehen können, besteht darin, dass die oben erwähnte Steppe, deren Rand jener Tschink bildet, wahrscheinlich grösstentheils aus sarmatischen Schichten aufgebaut ist, während man auf den geologischen Karten hier gewöhnlich die Farbe der „kaspischen Formation“ aufträgt.

Wenden wir uns jetzt zum gebirgigen Theil der Halbinsel Mangyschlak, zu den Bergen Karatau und Aktau. Weder die Zeit, noch der Raum gestatten mir hier in Details einzugehen; ich beschränke mich darum nur auf die Erläuterung zweier Profile. Das erste (Fig. 3) schneidet das Gebirge von Mangyschlak etwas quer. Die Mitte wird von dem zackigen und felsigen Kamm eingenommen, welcher den Namen Karatau trägt.

Einzelne Gipfel dieses Kammes erreichen oft eine Höhe von 500—800 Meter. Karatau besteht aus steil aufgerichteten und manchmal in Falten gelegten Thonschiefern, Quarziten und Sandsteinen, welchen stellenweise Chloritschiefer, Dolomit und Anthraconit untergeordnet sind. Die Schichten sind versteinerungsleer, was eine nähere Bestimmung

ihres Alters unmöglich macht. Da sie aber discordant von den mesozoischen Ablagerungen bedeckt sind, darf man ihnen ein paläozoisches Alter zuschreiben. Das Streichen des Gebirges ist W. 20° N., das Streichen der Schichten von W. 10° N. bis W. 30° N. mit 40—80° Einfallen gegen S. und N. Die Falten sind an der Nordseite zahlreicher, während im Süden meistens ein gleichförmiges nördliches Einfallen beobachtet wird. Auf beiden Seiten des Karatau bedeckt die alten Karatauschiefer eine mächtige sandig-thonige Schichtenserie, welche wenigstens eine Mächtigkeit von 4000 Meter besitzt. Sie bildet den Boden jener breiten Thäler, welche das Karataugebirge von den beiden Aktau trennen. Diese Thalböden stellen keine Ebene dar, sondern sind von mehreren Reihen langer niedriger Sandsteinrücken durchzogen, welche, indem sie dem Karatau im Allgemeinen parallel laufen, wie grosse Meereswogen gegen denselben emporsteigen.

Die Bildung dieser Rücken, welche in der Regel aus Sandstein bestehen, wird durch die Wechsellagerung der letzteren mit den Schieferthonen veranlasst. Da dabei die Schichten vom Karataugebirge her einfallen (5—20° N. und S.), so ist der gegen das Gebirge schauende Abhang immer steil, der entgegengesetzte flach geneigt.

Die tiefsten Lagen der sandig-thonigen Schichtenserie bilden:

1. grellfärbige Sandsteine und Thone (grau, strohgelb, dunkelroth und weiss), welche dünne Lagen von Quarzconglomerat und Braunkohle enthalten. Sie zeigen oft unregelmässige Schichtung, liegen flach auf den abradirten, steil aufgerichteten Karatauschichten und enthalten schlecht erhaltene Pflanzenreste. Darauf folgen

2. aschfarbige Thone und gelblichgraue Sandsteine, welche ziemlich dicke (bis 0·5 Meter) Braunkohlenlager und viele Brauneisenstein-Concretionen enthalten. In den oberen Horizonten dieser Schichtengruppe beobachtete ich am Berge Kara-diirmenj (bei Aussar) und bei Tschair, an der Nordseite von Karatau eine sandige Kalksteinlage, welche mit Conchylien mitteljurassischen Alters erfüllt ist. Am häufigsten erscheinen hier *Ostrea acuminata Sow.*, dann *Pecten lens Sow.*, eine kleine *Avicula*, *Astarte* und *Pleuromya*-Arten. Höher folgen noch ein Paar Kohlenflötze. Diese Thatsache weist darauf hin,

Fig. 3.

SSW.—NNO. Basch-kuduk. Mulde von Basch-kuduk. S.-Aktau. Odnu. Karatau. Djarmysch 140 M. B. Barys 240 M. B. Djaprakty. N.-Aktau.

Das Gebirge von Mangyschlak.

1. Karatauschichten. 2. Jurassische Schichten: α grellfärbige Suite, β Nerineenkalk. 3. Untercretacische Schichten: γ Bank mit *Ex. Coulonii*, δ Aptien, ε Albien. 4. Cenomanstufe. 5. Weisse Kreide. 6. Nummulitenschichten. 7. Bunte Thone. 8. Spaniodonschichten. 9. Sarmatische Stufe. 10. Flugsand. 11. Salzboden.

dass wenigstens ein Theil der kohlenführenden Schichten von Mangyschlak dem braunen Jura angehört, und dass die tieferen Lagen dem Lias, vielleicht sogar älteren Horizonten, anheimfallen mögen.

3. In der folgenden Schichtengruppe, welche von dunkelgrauen und rothen Sandsteinen in Wechsellagerung mit dunklen Schieferthonen gebildet wird, trifft man eine reiche Bivalvenfauna, welche auf die Zugehörigkeit derselben zur Kellowaystufe hinweist. Es sind theilweise dieselben Arten, wie wir sie in den Schichten mit *Peltoceras athleta* von Tuar-kyr gesehen haben. *Rhynchonella varians Schl., Gryphaea dilatata Sow., Modiola gibbosa Sow., Pholadomya Murchisonii Sow.)*, dann verschiedene *Pecten, Gervillia, Avicula, Lima, Arca, Isocardia, Gresslya, Trigonia, Goniomya* und *Pleuromya*. Ammoniten sind äusserst selten; ich habe einen *Harpoceras* und einen *Perisphinctes* aus der Gruppe des *mosquensis Fisch.* gefunden.

4. Auf den Kellowayschichten liegen zwischen Djarmisch und Aussar graue Sandsteine, welche eine grosse Menge Brachiopoden *(Rhynchonella* und *Terebratula)* beherbergen. Im mittleren Theil liegt eine Austernbank. Die Austern gehören drei Arten: *Ostrea (Alectryonia) hastellata Qu., Ostrea deltoidea Sow.* und *Exogyra cf. reniformis Goldf.* an.

5. Die Brachiopodensandsteine werden von einem groben Kalkstein bedeckt, welcher ausser denselben Brachiopoden, wie in der vorhergehenden Schicht, noch eine eigenthümliche Fauna enthält. Hier finden sich zusammen mit einer *Nerinea (N. cf. suprajurensis Voltz.)*, grosse *Mytilus, Perna, Trigonia, Astarte*, mit den Steinkernen von *Pleurotomaria* und *Pterocera* auch Aucellen.

Die zwei letzteren Glieder gehören ihrer Lage und theilweise ihrer Fauna nach dem oberen Jura an, doch enthalte ich mich vorläufig einer näheren Parallelisirung dieser Schichten.

6. Eine ziemlich dicke Schichtenserie von leeren, weissen und gelben Sandsteinen trennt den Nerineenkalk von der

7. Bank mit *Exogyra Coulonii* und grossen Pernen, auf welcher bei Tschaïr

8. eine Trigonienbank mit grossen Astarten und eine Schicht mit kleinen Bivalven und Gasteropoden folgen.

Die Schichten 7 und 8 gehören wahrscheinlich noch dem oberen Neocom an, während

9. die grobkörnigen Sandsteine von Tschaïr, welche jetzt folgen, schon dem unteren Gault (Aptien) angehören. Sie enthalten die für die Aptstufe vom Ssim-birsk und Ssaratow charakteristischen *Hoplites Deshayesii Leym., Placenticeras bicurvatus Mich., Acanthoceras Cornuelianum d'Orb.* und *Inoceramus aucella Traut.* Ausserdem kommen zahlreiche Reste von *Nautilus, Ancyloceras, Modiola, Arca, Exogyra, Astarte, Cardium, Trigonia, Thetis, Plicatula, Panopaea, Natica* u. s. w. vor. Eine ähnliche Fauna tritt im Gault von Pjatigorsk (Nord-Kaukasus) auf, und das von Bogdanowitch constatirte Auftreten von *Hoplites Deshayesii* auf dem Kopeth-dagh zeigt nur, wie weit diese Fauna sich nach Süden fortsetzt.

Der übrige Theil der sandig-thonigen Schichtenserie entspricht dem oberen Gault (Albien). Er wird von röthlichen und gelb-

lichen Sandsteinen und bläulichgrauen Thonen zusammengesetzt. Die ersteren, sowie auch die letzteren enthalten massenhaft eisenhaltige Concretionen der mannigfaltigsten Formen. Was aber die Sandsteine selbst charakterisirt, das ist ihre Neigung zur Bildung grosser kugeliger oder sphäroidischer kalksandiger Concretionen. Solche Concretionsbildung ist freilich auch den tiefer liegenden Sandsteinen nicht fremd, doch erreicht sie dort nie ähnliche Dimensionen wie hier. Bis 1—4 Meter im Durchmesser grosse Kalksandsteinkugeln bedecken im Gebiete des oberen Gault zu Hunderten ganze Felder, von den lockeren zwischenliegenden Sandmassen durch Ablation befreit.

Der obere Gault von Mangyschlak zerfällt leicht in zwei Abtheilungen:

10. eine untere mit *Hoplites interruptus* und den verwandten Formen und

11. eine obere mit Hopliten aus der Gruppe der *Hopl. splendens* und mit *Inoceramus sulcatus Park.*, *Pinna*, *Avicula*, *Nucula* und *Turritella*.

Am Fusse des nördlichen Aktau schliesst die sandig-thonige Schichtenserie mit diesen Schichten und höher folgen schon cenomane glauconitische Mergel und Sandsteine.

Im Süden aber, in der Umgebung vom Brunnen Bisch-akty erscheint der untere Theil der Cenomanstufe durch den tieferen Ablagerungen ähnliche Sandsteine und Thone repräsentirt und wird durch das Vorkommen von *Schloenbachia varians Sow.*, *Schloenb. Coupei Br.* und *Exogyra conica Sow.*, sowie von zahlreichen Inoceramen und Gasteropoden gekennzeichnet.

Bevor wir jetzt zur Besprechung der beiden Aktau übergehen, ist es nothwendig, jene isolirten Neogeninseln zu erwähnen, welche hie und da auf den mesozoischen Schichten und sogar auf den Karatauschichten liegend, uns zeigen, dass die neogenen Bildungen einstens eine bis zum Karatau selbst vordringende, transgredirende Decke bildeten. Eine solche Insel wurde schon von Barbot de Marny[1]) constatirt. Sie besteht aus sarmatischen Kalksteinen und liegt horizontal und discordant auf der grellfärbigen Schichtengruppe (1) und den Karatauschichten in einer Höhe von 240 Meter gegenüber dem Berge Karadiirmenj, unweit von Aussar. Diese Schichten liegen also nicht auf dem Gipfel des Karatau, sondern auf seinem nördlichen Abhange. Solch eine zweite Insel beobachtete ich auf dem Berge Barys, auch auf dem Nordabhange vom Karatau, unweit von Djarmis. Die dritte Insel constatirte ich in einiger Entfernung nach Norden auf dem isolirten Tafelberge Djap-rakty, wo sie discordant auf den Aptschichten (9) liegen. Im Westen von Djap-rakty wird auch die flache Höhe vom Tafelberge Aj-rakty von einer sarmatischen horizontalen Scholle gebildet, welche transgredirend auf abradirten, gegen Norden (10°) geneigten Schichten der weissen Kreide, der cenomanen Sandsteine und der Schichten mit *Inoceramus sulcatus Park.* ruht.

In einer wechselnden Entfernung vom Karatau, im Norden und im Süden ziehen sich ihm parallel zwei steile Wände, die gewöhnlich wegen ihrer von den Kreidemassen herrührenden Farbe als Nord- und

[1]) Barbot de Marny, N. J. für Miner. 1875, pag. 858.

Südaktau bekannt sind. Der Nordaktau beginnt am südlichen Ende des Golfes Kajdak, wo seine nach Norden geneigten Schichten sich unter den horizontalen Tertiärschichten verlieren. Jedoch weiter gegen SO. zeigen sich hier noch einzelne Berge, welche aus der weissen Kreide bestehen und als Erosionsreste zu verstehen sind. Von dem Salzsee Tuz-bair zieht sich dann die Kreidewand vom nördlichen Aktau in einer regelmässigen Linie nach Nordwesten bis an den Golf Ssarytasch hin. Der südliche Abhang ist sehr steil, stellenweise fast ganz vertical, der nördliche sehr schwach zum Meere und zu der sandigen Halbinsel Busatschi geneigt und wird von canonartigen tiefen Schluchten durchsetzt, durch welche die im Norden von Karatau sich sammelnden Gewässer ihren Ausgang suchen. Bei dem Grabmale Utossyn wendet sich die Steilwand des Nordaktau gegen Süden und geht in diejenige des Südaktau über. Letzterer zieht sich in einer nicht so regelmässigen Weise, wie der Nordaktau gegen SO. hin. Mit diesem Umbiegen der Steilwand ist auch eine Biegung des Streichens verbunden. Im Nordaktau fallen die Schichten ganz flach nach NO. und NNO. (nur am westlichen Ende bei Kumak-kapy ist ein starkes flexurähnliches Aufbiegen nach oben bemerkbar), dann sehen wir einen Uebergang nach N., NW. und W. bis im Südaktau ein dem nördlichen entgegengesetztes Einfallen (SW. und SSW.) sich zeigt. Somit erscheinen die beiden Aktau anticlinal und schliessen zwischen sich im Westen ein breites Thal ein, welches aus der sandig-thonigen Schichtenserie aufgebaut ist. Die letztere zeigt eine ganz ähnliche Umbiegung der Schichten [1]) wie in den beiden Aktau und umkleidet mantelförmig das westliche Ende des Karatau.

An der Zusammensetzung der beiden Karatau nehmen die obercretacischen Schichten ausschliesslichen Antheil. Die obere Kreide zerfällt hier in drei leichtkenntliche Abtheilungen:

1. Die untere besteht aus glauconitischen Sandsteinen oder Mergeln, welche oft grosse Lager von Phosphorit enthalten.

2. Die mittlere und die mächtigste bauen Kreidemergel und weisse Schreibkreide auf.

3. Die obere stellt zwei parallele Ablagerungen glauconitischer Mergel und Bryozoenkalksteine dar.

Bevor ich auf die weitere Eintheilung dieser Schichten und deren organische Einschlüsse eingehe, will ich ein Paar Worte über den weiteren Verlauf des südlichen Aktau sagen. Je weiter östlicher, desto undeutlicher wird derselbe und desto näher rückt er zum Karatau; südlich von Odnu biegen sich die obercretacischen Schichten, statt regelmässig südwärts zu fallen, muldenförmig ein, und zwischen Basch-kuduk und Ssumsu stellt sich eine neue, schwache, dem Karatau parallele Anticlinale ein. In der Mitte dieser Mulde liegen die Nummulitenkalke und Mergel, darauf buntfärbige Schieferthone und ein Kalkstein mit Ervillien, welche wahrscheinlich den unter dem Gyps liegenden Sandsteinen von Ssak-ssor-kuj entsprechen. Die südlich von dieser Mulde liegende Anticlinale erscheint bei Basch-kuduk und bei Aktscha-kuju als ein Anticlinalthal, in dessen Boden wiederum die untercretacischen sandig-thonigen Schichten erscheinen, während die beiden

[1]) Siehe **Doroschin**, Gornoj Journal. 1871, Nr. 1.

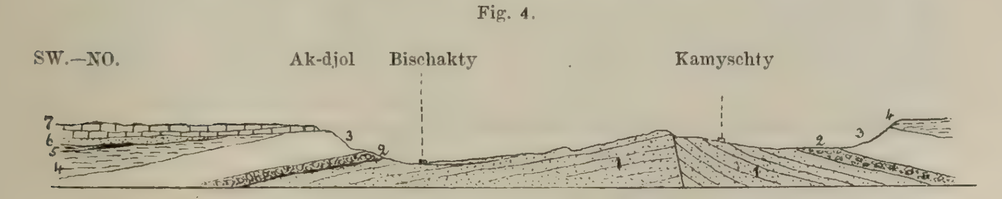
Abhänge von steilen Wänden der oberen Kreide gebildet sind. Die Untersuchungen dieser Wände bei Basch-kuduk, Bur-kuju, Aktscha-kuju, Bisch-akty etc. haben mir viel paläontologisches Material gegeben, welches eine detallirtere Gliederung der oberen Kreide gestattet, als früher.

Zu unterst liegen hier glauconitische Mergel mit Phosphoritlagern, welche beiläufig dem Cenoman entsprechen. Darauf folgen die Kreidemergel, welche fast keine Versteinerungen einschliessen, dann die eigentliche Schreibkreide mit *Echinocorys vulgaris Breyn.* und *Inoceramus Brogniarti.* Die darauf folgenden Kreideablagerungen sind bald rein, bald werden sie glauconitisch und zeichnen sich durch eine reine Fauna, welche auf die Mucronatenkreide oder das Campanien von Mitteleuropa hinweisen, aus. Hier sammelte ich Kieselspongien, *Caryophyllia poecillum Eichw., Magas pumilus Sow., Terebratulina gracilis Schl, chrysalis Schl., Rhynchonella cf. lineolata Phil., Terebratella cf. Menardii, Terebratula carnea Sow., Crania sp., Bryozoa, Serpulidae, Anomia, Pecten, Spondylus, Inoceramus, Gryphaea vesicularis Lam., Nautilus sp., Belemnitella mucronata d'Orb., Echinocorys vulgaris Breyn., Cidaris, Bourgueticrinus.* Eine dünne Schicht Kalkstein mit *Baculites sp., Scaphites constrictus Sow., Hamites ellipticus Mant.* trennt manchmal die Mucronatenkreide von der jetzt folgenden Abtheilung der oberen Kreide. Sie erscheint bald als weicher Bryozoenkalk, bald als glauconitischer Mergel. Diese Schichten enthalten ausser vielen Bryozoen auch Spongien, mehrere Arten von Seeigel (*Echinocorys sulcatus Goldf., Epiaster, Cassidulus, Echinoconus, Rhynchonella plicatilis* und *Gryphaea vesicularis* etc.

In der Steilwand zwischen Bisch-akty und Ssinek sieht man, dass die obercretacischen Schichten abradirt sind und die sarmatische Stufe bald auf der weissen Kreide, bald auf dem Bryzoenkalk liegt. Sie beginnt hier mit einer Conglomeratschicht, dann folgen Mergel und zu oberst Kalkstein. Die weiter südlich bei Ssak-ssor-kuj auftretenden Spaniodonschichten, die bunten Thone, sowie die kreideähnlichen Kalke von Kodjala und Nummulitenmergel von Kara-schtschek (östlich von Bisch-akty) fehlen hier.

Sehr interessant sind die geotektonischen Verhältnisse NO. von Bisch-akty. Hier zieht sich von Kamyschty gegen NW. eine Hügelreihe,

Fig. 4.



Die Verwerfung von Kamyschty.

1. Untercretacische Sandsteine. 2. Cenomane glauconitische Mergel. 3. Kreidemergel und weisse Kreide. 4. Bryozoenkalk. 5. Bunte Thone. 6. Spaniodonschichten. 7. Sarmatische Stufe.

welche aus den Schichten der sandig-thonigen Serie besteht. Diese Schichten sind durch eine Verwerfung (Fig. 4) zerschnitten, welche,

indem sie nordwestlich streicht, bei einer weiteren Verlängerung etwa mit der Mittellinie der oben beschriebenen Anticlinale zusammenfallen würde. Das Einfallen der Verwerfung ist 80° NO., das Einfallen der Schichten im Südflügel 10° SW., im Nordflügel 25° NO. An der Verwerfungsspalte stossen im Nordflügel jüngere Horizonte mit den älteren des Südflügels zusammen.

Nach dieser kurzen Skizze des Mangischlak'schen Gebirges will ich noch zum Schluss Einiges über die Structur der Halbinsel Tüb-karagan mittheilen, welche das westliche Ende von Mangyschlak bildet. Es ist eine hohe Steppe, welche aus horizontalen Schichten aufgebaut ist. An den Meeresufern beobachtet man nur Neogenschichten, während in der Mitte der Halbinsel, zum Beispiel in der Schlucht Chongababa, die obere Kreide sichtbar ist und dabei die am Ufer aufgeschlossenen unteren Glieder der Tertiärschichten fehlen.

Dieser Umstand bestätigt uns, dass die weiter östlich als besondere Gebirgszüge Aktau erscheinenden obercretacischen Ablagerungen sich unter den Tertiärschichten Tüb-karagans als ein sich immer mehr verflachendes Gewölbe fortsetzen.

Die Tertiärschichten Tüb-karagans umfassen alle schon oben von uns unterschiedenen Glieder. Zu oberst liegt die sarmatische Stufe, welche hier drei deutliche Abtheilungen aufweist:

1. Die oberste besteht hauptsächlich aus oolithischen Kalken mit *Mactra Fabreana d'Orb.* [1]), welche nach oben von aus Schalen der *Mactra caspia Eichw.* bestehenden Conglomeraten bedeckt sind.

2. Dann folgen dunkelbraune Schieferthone, welchen Quarz- und Muschelsandschichten untergeordnet sind. In diesen Schichten sammelte ich massenhaft: *Modiola volhynica Eichw.*, *Mactra podolica Eichw.*, *Tapes gregaria Partsch.*, *Cardium obsoletum Eichw.*, *plicatum Eichw.*, *Syndosmya sp.*, *Nassa duplicata Sow.*, *Trochus cf. pictus Eichw.*, *Bulla*, *Serpula* etc. Auch wurden die Wirbel eines Meersäugethieres mit Hyperostosen (wie bei *Pachyacanthus*) gefunden.

3. Die untere sehr beständige und sonderbare Abtheilung der sarmatischen Stufe bilden mergelige Schichten, welche nur unzählige Schalen von *Pholas ustjurtensis Eichw.* und grosse Knollen von einem kleinen *Spirorbis* enthalten. Es ist merkwürdig, dass ein ganz ähnliches Hervortreten der Pholadenschichten an der Basis der sarmatischen Stufe, auch an vielen anderen Orten (nach dem Tagebuche Barbot de Marny's am nordwestlichen Ustjürt und nach Romanowsky im Bohrloche von Ajabar, in der mittleren Krim beobachtet wurde).

Unter der Pholasschicht liegen

4. Sande und Conglomerate mit *Spaniodon gentilis Eichw.* Neben dieser bezeichnenden Leitmuschel finden sich ein Paar andere *Spaniodon*-Arten, *Pholas sp. (non ustjurtensis)*, Bruchstücke von *Unio*, *Ervilia podolica Eichw. var.*, *Rissoa (Mohrensternia) sp.*, *Nassa Dujardinii Desh.*, *Murex sublavatus*, *Hydrobia*, *Serpula*, Fischknochen und Otolithe.

---

[1]) = *Mactra ponderosa Eichw. non auct.* = *M. podolica M. Hörn. non Eichw.*

Diese Schichten, deren stetiges Hervortreten unter der sarmatischen Stufe wir schon früher bemerken konnten, entsprechen ihren stratigraphischen und paläontologischen Verhältnissen nach vollkommen den *Spaniodon*-Schichten der Krim und des Kaukasus [1]) und somit dürften dieselben den obersten Horizonten der zweiten Mediterranstufe angehören.

Das Alter der die Spaniodonschichten unterteufenden

5. buntfärbigen Schieferthone, welche mir keine Versteinerungen geliefert haben, kann deshalb nicht genau ermittelt werden. Sie können ebenso gut ein Aequivalent der mittelmiocänen krimo-kaukasischen Melettathone, als auch der oligocänen Thonschichten etwa der Westküste vom Aralsee darstellen.

Am Berge Uugosza, welcher als ein isolirter Erosionsrest einer früher ununterbrochen zwischen Tüb-karagan und Ustürt dagewesenen horizontalen Neogendecke am Ufer des Golfes Ssary-tasch aufragt, liegen die bunten Thone concordant auf den Eocänschichten.

Die letzteren Schichten zerfallen in zwei Abtheilungen:

1. Eine obere weisse, bestehend aus der Kreide täuschend ähnlichen mergeligen Kalken mit Austern, Haifischzähnen und Spongien, und

2. die untere — ein glauconitischer Sandstein, voll von Nummuliten und Orbitoiden; welcher nach unten in den Nummulitenkalk übergeht, welchen wir auch in der Schlucht von Kumak-kapy auf der oberen Kreide ruhen sehen.

Damit schliesse ich meinen kurzen und gewiss unvollständigen Bericht. Mögen ihm als Entschuldigung die kurze Zeit, welche ich der Bearbeitung meiner Beobachtungen und Sammlungen widmen konnte, dienen. Mir schien es nothwendig, manche interessante Thatsachen dem gelehrten Publicum schon jetzt bekannt zu machen, ohne die Zeit abzuwarten, wenn ich im Stande sein werde, meine Beobachtungen eingehender niederzulegen. Ich erlaube mir hier diejenigen Thatsachen zusammenzufassen, welche meiner Ansicht nach Aufmerksamkeit verdienen.

1. Es ist zuerst das Auftreten einer Anticlinale der mesozoischen Schichten an der Ostküste des Golfes von Karabugas, welche freilich im selben Sinne streicht, wie der südlicher liegende Kuba-dagh, die beiden Balchan und Küren-dagh, doch mit einer starken Abweichung gegen Norden.

2. Das Auftreten einer Synclinale und einer Anticlinale der Kreideschichten im Süden von Karatau.

*3. Das Vorhandensein einer besonderen Stufe der Miocänablagerungen, der *Spaniodon*-Schichten, welche den *Spaniodon*-Schichten der Krim und des Kaukasus vollkommen entsprechen, am Mangyschlak und am westlichen Ustjürt.

---

[1]) Siehe Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums: 1887, Bd. II, Nr. 2, pag. 76, auch meine Notiz: „Die Schichten mit *Spaniodon Barbotii Stuck* in der Krim und im Kaukasus. St. Petersburg 1887.

4. Das Vorkommen des nummulitenführenden Eocäns am Mangyschlak, welches somit ein Verbindungsglied zwischen den transkaukasischen Nummulitenschichten und denen an der Westküste des Aralsees bildet.

5. Die ziemlich vollständige Entwicklung der untercretacischen Serie, insbesondere das Auftreten des Albien.

6. Der sichere Nachweis des oberen Kelloway an der Ostküste von Karabugas.

7. Der Nachweis, dass die Kohlenflötze Mangyschlaks bis in den mittleren Jura hinaufreichen.

Der am 5. und 6. Februar 1888 in Schlesien, Mähren und Ungarn mit Schnee niedergefallene Staub.

Von Carl Freih. v. Camerlander.

Die letzten Jahre haben eine Reihe von Staubmassen, welche bald mit Regen, bald mit Schnee niederfielen, in den Bereich der Untersuchung gezogen. Angeregt wurden diese Untersuchungen, wie es scheint, zumeist durch eine Arbeit von A. E. Nordenskiöld[1]), in welcher er die Resultate von Untersuchungen veröffentlichte, die er an einzelnen schwedischen und grönländischen Schneestaubmassen durchgeführt hatte. Nordenskiöld ist auf Grund dieser seiner Untersuchung zu der Meinung von einem meteorischen Ursprung dieser Staubfälle gelangt, indem er auch das Vorhandensein eines von ihm Kryokonit genannten, eigenartigen Silicates als des Hauptbestandtheiles in den erwähnten Staubmassen für erwiesen hielt. Rasch folgten dieser, 1874 erschienenen Arbeit dann die Untersuchungen Silvestri's[2]), der einen sicilianischen mit Regen niedergefallenen Staub untersuchte, v. Lasaulx's[3]) für einen in der Umgebung von Kiel mit Schnee niedergegangenen Staub und endlich als letzte, wohl auch sorgfältigste und bis in's kleinste Detail eingehende Arbeit diejenige unseres verewigten Freundes Schuster[4]), der den in Klagenfurt 1885 mit Regen niedergefallenen Staub untersuchte.

---

[1]) A. E. Nordenskiöld, Ueber kosmischen Staub, der mit atmosphärischen Niederschlägen auf die Erdoberfläche herabfällt. Poggendorff's Annalen. Bd. CLI, pag. 154—165.

[2]) O. Silvestri, Ricerche chimico-micrografiche sopra le piogge rosse e le polveri meteoriche della Sicilia in occasione di grandi burrasche atmosferiche. Atti dell' accad. Gioenia in Catania. 1878, Ser. III, Tomo XII, pag. 123—151 und Derselbe, Sopra un pulviscolo meteorico contenente abbondante quantità di ferro metallico piovuto à Catania la notte del 29 al 30 marzo 1880. Atti della Reale accad. dei Lincei. 1880, transunti pag. 163.

[3]) A. v. Lasaulx, Ueber sogenannten kosmischen Staub. Miner. und petrogr. Mittheilungen. (11. Febr.) 1880, Bd. III, pag. 517—532.

[4]) M. Schuster, Resultate der Untersuchung des nach dem Schlammregen vom 14. October 1885 in Klagenfurt gesammelten Staubes. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. 1886, Bd. XCIII, 81—116.

Im Gegensatze zu Nordenskiöld[1]) und theilweise auch zu Silvestri, der einen kosmischen Ursprung von Theilen derartiger Staubmassen wenigstens nicht vorweg ausgeschlossen wissen möchte, vertreten sowohl v. Lasaulx wie Schuster mit Entschiedenheit die Ansicht, dass auch nicht ein Scheingrund für eine ausserirdische Abstammung solcher Staubfälle vorhanden sei. v. Lasaulx gab das Vorhandensein von gediegenem Eisen und dessen Begleitelementen, Cobalt und Nickel, für derartige Staubvorkommnisse wohl zu, stellte aber dessen Beweiskraft für die Annahme einer siderischen Abstammung, wie es vorher geschehen, mit Hinblick auf Vorkommnisse von geometallischem Eisen in Basalten etc. entschieden in Abrede, und Schuster musste für den von ihm so genau durchstudirten Staub von Klagenfurt das Dasein von gediegenem Eisen überhaupt leugnen.

Schon mit Rücksicht auf dieses eine Moment schien es nicht uninteressant und keine vergeudete Arbeit, an die Untersuchung eines neuen derartigen Vorkommens heranzutreten. Zudem haben wir es in den oben genannten Untersuchungen nur mit vereinzelt dastehenden Arbeiten zu thun, indem ja doch die Forschungen, mit denen der Schöpfer der Mikrogeologie, Ehrenberg[2]), in den Vierziger-Jahren unseres Jahrhunderts den durch lange Zeitläufte forterhaltenen mythischen Nimbus von derartigen als Blutregen, Wüstenstaub u. s. f. bezeichneten Phänomenen abnahm, lediglich die in derartigen Staubmassen stets mit enthaltenen organischen Reste, seien es die Kieselpanzer von Diatomeen, seien es pflanzliche Gebilde, wie Trichome, Algenreste u. s. w. in ihr Bereich gezogen hatten. Allerdings waren auch Ehrenberg die so zahlreich enthaltenen und in den weitaus meisten Fällen die Hauptmasse des Staubes ausmachenden Bestandtheile mineralischer Natur nicht entgangen; doch mussten sich diese meist mit einer, der betreffenden Tafelfigur beigedruckten, höchst allgemein gehaltenen Bezeichnung wie: *Crystallus cubicus albus, Cr. columnaris viridis, Cr. columnaris aurantiacus* etc. begnügen. Aber auch, was die Kenntniss von der chemischen Zusammensetzung derartiger Staubmassen betrifft, also ein Moment, das gerade in den letzteren Jahren für die Frage nach der Herkunft derselben so vielfach in Rechnung gezogen wurde, ist die Ehrenberg'sche Arbeit nicht eben sehr von Bedeutung. Man ist versucht, in dieser Hinsicht eher noch auf ältere Untersuchungen zurückzugreifen, indem z. B. von Döbereiner[3]) eine beiläufige Analyse erhalten ist, die er an einem Staube ausführte, welchen Goethe, der, wie er sich ausdrückt, „für alle grossen und kleinen Naturerscheinungen gleich aufmerksame Geheimrath v. Goethe", gesammelt hat oder auf Sementini[4]), der in einem 1813 in Calabrien gefallenen rothen Staube

[1]) Auch die Untersuchung eines im Nov. 1883 in Chili und Argentinien mit Regen niedergegangenen Staubes bestärkte Nordenskiöld in seiner Ansicht von einem meteorischen Ursprunge. Compt. rendus. 1886, Tom. CIII, pag. 682.

[2]) Chr. G. Ehrenberg, Passatstaub und Blutregen. Berlin 1849.

[3]) Dr. Döbereiner, Ueber den Erdgehalt eines Regens u. Schnees. Schweigger's Journal für Chemie und Physik. 1813, Bd. IX, pag. 222.

[4]) Bericht des Prof. Sementini in Neapel über den am 14. März 1823 in der Stadt Gerace in Calabrien gefallenen mit einem rothen Staube vermengten Regen. Schweigger's Journal. XIV, pag. 130. — Es ist dies wohl derselbe Fall, den Daubrée (Experimentalgeologie, pag. 393) von Cutro angibt und den er mit dem Niederfallen von Meteoriten in Verbindung bringt.

Chrom nachwies und auf das Vorhandensein mineralischer Bestandtheile, die er zum Theil als Pyroxen erkannte, hindeutete.

Nach alledem schien es keine gänzlich verlorene Mühe, als zu Beginn des Februar d. J. die erste Nachricht von einem neuerlichen Schneestaubfalle kam, demselben einige Aufmerksamkeit zuzuwenden. Auf den folgenden Blättern ist enthalten, was ich über die weite Verbreitung und die näheren Details des Phänomens selbst in Erfahrung bringen konnte, vereint mit den Resultaten, welche die mikroskopische Untersuchung des reichlich niedergefallenen Staubes wie dessen chemische Analyse ergeben haben. Zum Schlusse sei es dann versucht, unter Hinblick auf andere analoge Fälle die Herkunft der diesjährigen Staubmassen abzuleiten.

Der Staubfall am 4., 5. und 6. Februar d. J.

Die erste Kunde von einem im östlichen Schlesien gefallenen gelben Schnee brachte das Morgenblatt der Deutschen Zeitung vom 8. Februar d. J. in einer aus Niedek bei Bistritz in Ostschlesien gemeldeten Nachricht, die ich wegen der klaren und anschaulichen Schilderung in ihren wesentlichsten Theilen hier wiedergebe.

„Am 5. d. in der achten Morgenstunde trat hier eine eigenthümliche Naturerscheinung ein, über die ich Ihnen kurz berichten will. In der Gegend von Jablunkau bis Teschen fiel bei einem Nordwestschneegestöber ein intensiv gelb gefärbter Schnee, welcher die ganze Gegend drei Centimeter hoch bedeckte. Die Luft zeigte beim Aufhören des Schneefalles bis hoch zum Gebirge eine eigenthümlich gelbe Färbung und war mit feinem Sand derart vermengt, dass man am Sehen und Athmen sehr gehindert wurde. Der Wind wirbelte die gelbe Masse stellenweise auf und trieb sie in das Gebirge. Die Thäler waren insbesonders damit mehr angefüllt. Einige Herren wollten einen Schwefelgeruch wahrgenommen haben, welcher Ansicht ich mich nicht anschliessen kann. Es muss anderwärts ein furchtbarer Orkan gewüthet haben, welcher im Stande war, diese Mengen festen Stoffes emporzuwirbeln und fortzutragen. Wie weit diese Erscheinung bei uns in Schlesien auftrat, konnte ich leider nicht ermitteln. Bei Friedek und Skotschau wurde sie ebenfalls bemerkt.“

Zugleich übermittelte der Einsender eine Probe des feinen Staubes, den Bodensatz von einer Handvoll geschmolzenen Schnees. Diese kleine Probe wurde mir über meine Bitte von der Redaction der Deutschen Zeitung liebenswürdigst zur Verfügung gestellt und beziehen sich die im Folgenden wieder zu gebenden Untersuchungen zum Theil auf diese eine Probe.

Die „Brünner Zeitung“ brachte in ihrer Beilage „Brünner Morgenpost“ vom 15. Februar eine weitere Notiz über das Phänomen, welche wegen der darin mitgetheilten Ansicht eines Fachmannes, Herrn Prof. A. Makowsky's, gleichfalls wiedergegeben sei:

„In der Nacht vom 4. auf den 5. d. M. herrschte in Schlesien ein orkanartiger Sturmwind. Am Morgen des 5. fand man den Schnee mit einem hell-ockerfarbigen, ausserordentlich feinen Pulver bedeckt, welches der ganzen Landschaft eine eigenthümliche Färbung verlieh.

Von einer Seite wurde dieser Staub, der durch die Fensterfugen zwischen die Doppelfenster eindrang, als Wüstenstaub bezeichnet. Herr Prof. Makowsky an der Brünner technischen Hochschule, welchem eine Probe eingesendet wurde, sprach nach vorläufigen mikroskopischen Analysen seine Meinung dahin aus, dass es Lössstaub gewesen sei, welcher in der Atmosphäre in grosser Menge vorhanden gewesen und mit dem Schnee herunter gekommen sein müsse."

Abgedruckt wurde die citirte Notiz in der Troppauer Zeitung vom 17. Februar, ohne dass neuere Daten über die Verbreitung des Phänomens gegeben worden wären. In ihrer Nummer vom 29. Februar meldete sodann die Troppauer Zeitung, dass das Phänomen auch in Troppau selbst beobachtet wurde, „wo in der Zeit von 7 bis $^1/_2$8 Uhr Morgens (5. Februar) der Staub in solchen Massen fiel, dass dieselben sich hoch oben in der Luft als dichte, den Himmel verfinsternde Wolken zeigten".

Auch in Troppau war es wie in den östlichen Theilen Schlesiens ohne Zweifel der Nordwind, der für die fragliche Erscheinung als massgebend zu betrachten ist, wie aus den, mir durch die Freundlichkeit des Herrn Prof. Em. Urban mitgetheilten Aufzeichnungen der meteorologischen Station Troppau hervorgeht: 4. Februar 2^h Nm. SE_5, 8^h Abd. N 8; 5. Februar 8^h M. Orkan N 10, 2^h Nm. N_5,8^h Abd. N_6. Eine Probe des hier gefallenen Staubes war leider nicht mehr erhältlich.

Mein geehrter Freund, Baron Gastheimb, k. k. Bezirkscommissär in Mistek, bestimmte mir das Verbreitungsgebiet als von den Höhen bei Ostrawitz bis zur Niederung von Mähr.-Ostrau hinunter und bemerkte, dass der Schneefall den ganzen 5. Februar über währte, am intensivsten aber zwischen 8 und 9 Uhr Morgens war.

Bezeichnen aber Troppau und Fulnek in Mähren, wo brieflicher Mittheilung zu Folge der Staubfall auch erfolgte, von dem zuerst als alleiniger Schauplatz des Phänomens gemeldeten, gebirgigen Theile von Ostschlesien entferntere Punkte, an denen es zur gleichen Zeit und in der gleichen Weise beobachtet werden konnte, so meldete mir ein Schreiben des Oberlehrers in Rautenberg, südöstlich von Freudenthal, in Mähren, Herrn A. Rieger, dass der gelbe Staub auch dort sichtbar war, aber leider nicht weiter beachtet wurde, weil man meinte, er rühre von den Feldern der nächsten Umgebung her. Eine Probe des Vorkommens gerade von diesem Punkte wäre aus dem Grunde von hohem Interesse gewesen, weil möglicherweise leicht kenntliche Bestandtheile der Basaltlaven des Rautenberges daselbst dem Staube beigemengt gewesen sind und dadurch Schlüsse auf den Grad der Abhängigkeit, die derartige weit verbreitete Staubmassen von localen Einflüssen aufzuweisen haben mögen, thunlich gewesen wären.

Bezüglich der äusseren Begleiterscheinungen des Staubfalles, die an dieser Stelle, wo es sich in erster Linie um die mineralogische Zusammensetzung des Staubes handelt, nur nebensächliche Bedeutung haben, verweise ich auf den Bericht, welchen die meteorologische Beobachtungsstation Ostrawitz in Ostschlesien an die Direction der k. k. Centralanstalt für Erdmagnetismus und Meteorologie erstattet hat, (Märzheft der meteorologischen Zeitschrift, 1888) und bemerke, dass Herr Director

Hofrath J. Hann über meine diesbezügliche Bitte die Güte hatte, mir das von genannter Beobachtungsstation eingesendete Schmelzwasser einer grösseren Partie des Staubschnees zur Untersuchung zu übergeben. Herr Director Hann hatte überdies die Freundlichkeit, mir über manchen, sich auf die Verbreitung und Herkunft des Staubes beziehenden Punkt Auskunft zu Theil werden zu lassen; es sei gestattet, hierfür hier recht herzlich zu danken.

Die oben angeführte Notiz der „Brünner Zeitung" hatte des Ferneren gemeldet, dass auch in Czácza (Oberungarn) die gleiche Erscheinung constatirt wurde, wo man sie als Folge einer Bedeckung mit Schneepilzgattungen betrachtete. Herr Director Stur gab mir eine darauf bezügliche Notiz, welche in einer Zeitung der Gegend, dem „Národny Hlásnik", enthalten war, und die besagte, dass am 6. Februar die Schneedecke zu Thurocz Szt. Marton und in der ganzen Umgegend mit einer ziemlich dichten, schmutziggelben Schichte eines sehr zarten, feinkörnigen Staubes bedeckt war. Bestätigt wurden die von dem gleichen Staubfalle in Nordwestungarn berichtenden Zeitungsnotizen durch eine Zuschrift des königl. ungarischen Meteorologen, Herrn Ignaz Kurländer, der mir über meine diesbezügliche Bitte mittheilte, dass ihm aus Czácza, Comitat Trencsin, eine Probe des gelblichen Staubes eingesendet wurde, der nach dem in der Nacht vom 5. auf den 6. Februar herrschenden Nordsturm den Schnee auf weit ausgedehnte Flächen in einer Dicke von 3—4 Centimeter bedeckt hatte. Die Staubprobe selbst wurde der Pester Naturforscher-Gesellschaft übermittelt und einer eingehenden Untersuchung zugeführt.

Nachdem somit eine Reihe von Nachrichten vorlagen, welche von dem Niedergange des gelben Staubes am 5. Februar in einem grossen Gebiete von Oesterreichisch Schlesien und Mähren, am 6. Februar im nordwestlichen Ungarn meldeten, schien es sehr wünschenswerth, in Erfahrung zu bringen, ob in dem, unserem Antheile von Schlesien nördlich vorliegenden Preussisch-Schlesien, also den Kreisen Ratibor und Leobschütz, das gleiche Phänomen nicht gleichzeitig beobachtet wurde. Mein geehrter Freund, Herr Dr. G. Gürich in Breslau, hatte die Güte, mir über meine Bitte eine Reihe von Nachrichten zukommen zu lassen, aus denen denn auch für Preussisch-Schlesien das gleiche Phänomen zu constatiren war.

Der in Ratibor erscheinende „Oberschlesische Anzeiger" brachte in seiner Nummer vom 22. Februar einen längeren, „Stürmisches" überschriebenen Artikel, wonach in der Nacht vom 4. zum 5. Februar und noch am 5. Morgens ein heftiger Sturm Felder und Häuser mit einem gelben Schnee überzog, der sich ein Millimeter hoch überall auflagerte. Zwei Wochen darauf war der Staub allerwärts noch zu sehen. Der Artikel erörtert sodann in längerer Ausführung die Frage nach der Herkunft des Staubes, die er nach der angeführten südsüdwestlichen Richtung des Windes aus der Sahara herleitet, während die Meinung, dass er einfach von südlich gelegenen Feldern stamme, mit Rücksicht auf die Massenhaftigkeit und die weite Verbreitung als unhaltbar bezeichnet wird.

Der „Oberschlesische Anzeiger", sowie die „Oberschlesische Presse", die erstere unter dem Titel „Wüstensand, Lössstaub, oder keines

von beiden" brachten bald darauf ziemlich übereinstimmende Notizen über die Resultate einer mikroskopischen und chemischen Analyse, welche Herr Dr. Greinert in Ratibor an dem daselbst in der Nacht vom 4. zum 5. Februar gefallenen Staube durchgeführt hatte. Es werden farblose, das Licht stark brechende Krystalle von Quarz angeführt neben Partikelchen von Kohle und pflanzlichen Resten. Die Analyse ergab Kieselsäure mit Spuren von Eisenoxyd. Es wird hervorgehoben, dass der feine Staub von den Feldern vor dem Wind hergetrieben wurde, aber nicht als feinvertheilte Staubwolke in der sturmbewegten Atmosphäre sich befand und sodann der Schluss gezogen, dass der feine Staub nichts anderes als durch den orkanartigen Sturm aufgewirbelter Staub der umgebenden Felder gewesen sei.

Herr landschaftlicher Forstmeister Rudnick in Ratibor hatte auf meine Anfrage die Freundlichkeit, nebst einer Probe des in Ratibor gefallenen Staubes mitzutheilen, dass die in den oberschlesischen Blättern meist gemeldete südliche Windrichtung nach den in der meteorologischen Beobachtungsstation in Ratibor vorgenommenen Notirungen nicht ganz den Thatsachen entspreche, indem daselbst während der fraglichen Nacht bis Morgens 7 Uhr vielmehr NW_8 und erst Nachmittag 2^h W_8 beobachtet wurde, während andere Beobachter allerdings auch süd- bis südwestliche Strömungen constatirten. Hierauf werde ich jedoch noch später zurückzukommen haben und wollte nur bereits hier schon hervorgehoben haben, dass auch in Preussisch-Schlesien die — wie wir sahen — sonst fast für das Phänomen in seiner ganzen weiten Verbreitung beobachtete N. oder NW.-Richtung nicht gefehlt hat. Am heftigsten war — so berichtet Herr Forstmeister Rudnick — der Sturm von Nachts 3 Uhr bis Früh 8 Uhr. Die genaue Feststellung der von dem Staube bedeckten Fläche in Preussisch-Schlesien, zumal gegen N. zu, ist aber trotz der mir zu Theil gewordenen Förderung von so mancher Seite nicht durchführbar und können nur im Allgemeinen die Kreise Ratibor und Leobschütz als von dem Ereignisse betroffen bezeichnet werden. Nur zweier Nachrichten habe ich noch zu gedenken, auf die ich aber, so interessant sie auch durch die weitere Entfernung der Oertlichkeiten sind, mich weiter nicht zu beziehen in der Lage sein werde. Herr Dr. Kosmann in Breslau berichtet in einem, durch die Redaction der Schlesischen Zeitung in Breslau mir zugekommenen Schreiben, dass bei Altenberg (unweit Hirschberg) am N.-Fusse des Riesengebirges am 4. Februar d. J. Vormittags, also einen Tag, ehe in den übrigen Theilen das Phänomen constatirt wurde, ein bräunlichrother Staub, wie von feinem Ziegelstaube, oberflächlich die Abhänge der Berge bedeckte. Leider wurde von Herrn Dr. Kosmann keine Probe des der gegebenen Beschreibung zufolge von dem gelben Schneestaube von Oberschlesien etc. des 5. und 6. Februar schon allein der Farbe nach abweichenden Staubes gesammelt. Ebenso muss ich leider davon abstehen, eine interessante Mittheilung des Herrn Rittergutsbesitzers Hachne auf Rachen bei Haltsch a. d. Oder (etwa 30 Kilometer WNW. von Breslau) zu verwerthen. Derselbe berichtet von einem am 6. Februar (dem Tage mithin, an welchem in NW.-Ungarn der gelbe Schneestaub zur Beobachtung kam) auf seiner Domäne beobachteten chocoladebraunem Staube, der bei einem leichten Schneetreiben und südwest-

licher Windrichtung — letztere indessen nicht ganz sicher — niedergegangen.

Die weite Entfernung der durch keine zwischengelegenen Orte mit dem Hauptverbreitungsgebiete in Zusammenhang stehenden beiden letzteren Oertlichkeiten, die wenigstens der Färbung des Staubes zufolge von dem eigentlichen, in diesen Mittheilungen zu besprechenden gelben Staube abweichende Beschaffenheit und endlich die Nichtübereinstimmung der Fallzeiten nöthigen mich, die beiden letzten Nachrichten ausser Spiel zu lassen und lediglich die ersteren Mittheilungen zu benützen. Diese aber lassen, um kurz die Thatsachen zusammenzufassen, das Folgende klar und deutlich erkennen:

In der Nacht vom 4. zum 5. Februar d. J. und noch am frühen Morgen des 5. bedeckte ein heftiger Sturm (nach der Ratiborer Station: NW_8) weite Strecken der Kreise Ratibor und Leobschütz mit gelbem Schnee. Am stärksten herrschte der Sturm von 3 Uhr morgens bis 8 Uhr. Derselbe Sturm, bald als reiner N.-, bald als NW.-Sturm gemeldet, bedeckte am selben Morgen, zumal aber um die 8. Stunde, ein weites Gebiet in Schlesien und Mähren, zwischen Skotschau und Troppau, ja westlich darüber hinaus bis zum Rautenberg mit dem gleichen gelben Schnee und hielt der Niedergang den ganzen Tag über an. Am intensivsten aber scheint der Staubfall längs einer, zu der höchsten Erhebung des schlesisch-ungarischen Grenzgebirges, dem Jablunkaupass, leitenden Linie gewesen zu sein. In der darauf folgenden Nacht aber ward das gleiche Phänomen im nordwestlichen Ungarn beobachtet, auch hier bei herrschendem N.-Sturm und deckte am Morgen des 6. eine 3 Centimeter mächtige gelbe Schicht den Boden. Dies die mir zugänglich gewesenen Daten über die näheren Umstände des Schneestaubfalles selbst und seine Verbreitung.

Nunmehr sollen die Resultate zusammengefasst werden, zu welchen ich bei den mineralogisch-chemischen Untersuchungen der Staubproben von Niedek, Ostrawitz und Ratibor gelangt bin.

Mineralogische Zusammensetzung des Staubes.

Der in Niedek, Ostrawitz und Ratibor gesammelte Staub des Schneefalles vom 5. Februar 1888 erweist sich, wie man, von unwesentlichen Nebensächlichkeiten abgesehen, sagen kann, durchwegs gleich zusammengesetzt. Seine Farbe ist gleichförmig lichtgelb mit einem Stich in lichtgrau; er fühlt sich fein wie Mehl an und bietet infolge dieser grossen und sich in den einzelnen Proben gleichbleibenden Feinheit des Pulvers dem unbewaffneten Auge ausser etlichen heller hervorschimmernden Pünktchen kaum etwas Beachtenswerthes. Nur der bei Ratibor gesammelte Staub zeigt schon dem freien Auge grössere Quarzkörner, die wohl jedenfalls von Sand herrühren, der beim Aufsammeln des Staubes diesem beigemengt wurde, sowie ebenso zu deutende Kohlenstückchen. Mit Salzsäure befeuchtet, lässt der Staub kein Aufbrausen erkennen, auch nicht, wenn er mit warmer Salzsäure behandelt wird. Beim Glühen erhält das Pulver eine lichtziegelrothe Farbe und entweicht Wasser. Beim Anhauchen gibt es den bezeichnenden Thongeruch.

Durch die Untersuchung des Staubes unter dem Mikroskop erkennt man sofort die grosse Betheiligung kleinster, das Licht doppelt brechender mineralischer Substanzen neben, der Zahl nach weit zurückstehend, meist grösseren organischen Resten, theils animalischen, wie Diatomeenpanzern etc., theils vegetabilischen, wie Trichomen u. a. Was die Grössenverhältnisse der an der Zusammensetzung des Staubes theilnehmenden mineralischen Bestandtheile anbelangt, so kennzeichnet dieselben schon hinlänglich die Angabe, dass erst bei der Vergrösserung 1 : 200 ein halbwegs für eine Untersuchung geeignetes Bild geschaffen werden konnte; meist war bei stärkeren Vergrösserungen zu arbeiten und um an den kleinsten Mineralsplittern unseres Staubes überhaupt etwas erkennen zu können, musste nicht selten die Vergrösserung eines Carl Reichert'schen Mikroskopes 1 : 1100 angewendet werden. Das mittlere und im Allgemeinen weit vorherrschende Maass der mineralischen Fragmente dürfte mit 0·04 Millimeter zu bezeichnen sein, die grössten mögen zwischen 0·06 und 0·07 Millimeter schwanken, während allerdings die Anhäufungen thoniger Substanz, die weiter unten genauer besprochen wird, bis auf Grössen von 0·2 Millimeter im Längsdurchmesser steigen; die kleinsten Partikel werden mit 0·01 Millimeter gewiss nicht unterschätzt sein.

Die Form der mineralischen Bestandtheile ist in den meisten Fällen, wie eigentlich nicht anders zu erwarten, die von abgebrochenen Bruchstücken, die aber im Allgemeinen meist scharfe Ecken zeigen, nicht eigentlich zugerundet sind. Ueberwiegen mithin die abgebrochenen Partikeln, so wundert man sich andererseits doch, so manche wohl ausgebildete, ganz unversehrte Säule zu erblicken.

Neben den genannten schmutzigfarbigen Thonpartikeln und den durch ihre lebhaften Polarisationsfarben schon bei der ersten Beobachtung mit dem Mikroskope kenntlichen farblosen Quarzen, sowie den organischen Resten treten aber aus dem beim ersten Anblick so gleichmässig zusammengesetzt erscheinenden Staube unter dem Mikroskope eine Reihe von farbigen Mineralbestandtheilen hervor, die dem mikroskopischen Bilde ein nicht erwartetes, abwechslungsreiches Gepräge aufdrücken. Allerdings ist dies Bild nur zu erzielen, wenn das Canadabalsampräparat den Staub in der feinsten Vertheilung aufgestreut erhält; dann aber sieht man ganz deutlich die braunen Farbentöne der Rutile, die saftiggrünen der Hornblenden und im polarisirten Lichte geben die Epidote und Zirkone ein lebhaftes und buntes Farbenspiel, welches hinter dem schmutzigen Staube nicht zu vermuthen ist.

Die folgenden mineralischen Bestandtheile betheiligen sich an der Zusammensetzung des Staubes: Quarz, Thonsubstanz, Hornblende, Turmalin, Epidot, Rutil, Zirkon, Orthoklas, Glimmer, Apatit, Magnetit, Eisenglanz neben unsicher zu bestimmendem Augit, Granat, Calcit. Die hier gegebene Aufeinanderfolge entspricht zugleich dem Mengenverhältnisse der einzelnen Bestandtheile.

Unter den mineralischen Bestandtheilen des untersuchten Staubes treten in erster Linie zwei hervor: Quarz und Fetzen von Thonsubstanz.

Der Quarz erscheint in Form ganz unregelmässig begrenzter, wasserheller, oft lebhaft glänzender Bruchstücke ohne Spaltrisse und besitzt in den weitaus meisten Fällen lebhafte Polarisationsfarben. Die

Umrisse der Quarzkörner sind bald mehr oder minder scharfkantig, bald mehr zugerundet; im Ganzen überwiegen die Bruchstücke mit scharfkantiger Begrenzung. Einschlüsse sind im Quarz nicht selten, weit überwiegend sind es Flüssigkeitseinschlüsse, die auch die bekannte Anordnung in Reihen nicht selten sehen lassen. Hohlräume sind desgleichen des öfteren vorhanden. Die Grösse der Quarzkörner ist stets ziemlich die gleiche, zugleich die mittlere unter den mineralischen Bestandtheilen überhaupt.

Als Thonsubstanz werden angesprochen die vielfach vorhandenen, ganz unregelmässig begrenzten und die verschiedensten Grössenverhältnisse aufweisenden Lappen und Fetzen von schmutzig-rothbrauner oder mehr rothgelber Farbe. Jedenfalls sind diese thonigen Partikeln der Grösse nach unter allen Bestandtheilen des Staubes die hervorragendsten und sind da Fetzen mit einer Länge von 0·22 Millimeter gar nicht so selten: der Zahl nach dürften dieselben vielleicht sogar den Quarz überwiegen.

Unter gekreuzten Nicols verhalten sie sich wie isotrope Massen; nur die hin und wieder den Thonbröckchen eingestreuten Quarzkörnchen stechen dann durch ihr Farbenspiel hervor. Nicht ganz selten finden sich in ihnen, nicht etwa blos ihnen anhaftend, kleine, schwarze, nicht metallisch glänzende Körner, die wegen der Natur des sie bergenden Bestandtheiles gewiss nicht als metallisches Eisen angesprochen werden können. Es sind jedenfalls nur dichtere Anhäufungen des färbenden Eisenpigments. Natürlicherweise ist die Beantwortung der Frage, welchem ursprünglichen Mineral die Thonbröckchen ihr Dasein verdanken, schon allein mit Rücksicht darauf, dass die in dem Staube zusammengewehten thonigen Bestandtheile verschiedenen Ursprunges sein können, eine sehr schwierige. Trotzdem will ich auf Grund der Beobachtungen, die an etlichen Partikeln anzustellen waren, versuchen, die Frage zu beantworten. Man sieht hin und wieder noch die Andeutung einer einst an dem ursprünglichen Mineral vorhanden gewesenen Spaltbarkeit und merkt in diesem Falle, dass parallel diesen angedeuteten Spaltrissen unter gekreuzten Nicols insoferne ein Maximum an Dunkelheit herrscht, als unter einem Winkel hierzu ein, wenn auch noch so undeutliches Hellerwerden sichtbar wird. Desgleichen sieht man nicht gar so selten Mineraleinschlüsse von hellen, durchsichtigen Farben, über deren Natur ein Urtheil kaum möglich ist, parallel diesen jetzt nur mehr angedeuteten Spalten und streng hintereinander angeordnet. Nach diesen Wahrnehmungen ist es mir wahrscheinlich geworden, dass die thonigen Substanzen oder wenigstens ein beträchtlicher Theil derselben einem Biotit ihr Dasein verdanken. Inwieweit die thonigen Bestandtheile eventuell, wie anderwärts, von der Zersetzung von Feldspäthen stammen, ist schwer zu entscheiden.

Es ist nicht selten, dass Theile der Thonsubstanz aufgelockert sind und sich um grössere Quarzkörner, die in dieselbe hineingedrängt wurden, wie ein Mantel oder besser, wie ein Häutchen legen. Wohl nur zufällig lässt sich dieser Ueberzug der Quarzkrystalle mit Thonhäutchen in den Präparaten von dem in Ratibor gefallenen Staube am häufigsten wahrnehmen. Dagegen ist ein Ueberzug der Quarze mit den lichten Häutchen von Eisenoxydhydrat nicht recht wahrzunehmen, sie

sind in den meisten Fällen, wie erwähnt, klar und eine Behandlung mit Salzsäure bedingt keinerlei Veränderung; ebenso ist auch die Thonsubstanz darnach höchstens ein wenig heller geworden.

Dass eine Unterscheidung von Quarz und Feldspath in einem Gemenge von so grosser Feinheit mit bedeutenden Schwierigkeiten verbunden ist, darüber herrscht kaum ein Zweifel; hatten ja auch die früheren Untersuchungen derartiger Staubfälle das Vorhandensein von Feldspath neben Quarz in den meisten Fällen nur als ein unsicheres hinstellen müssen. In den mir vorliegenden Präparaten konnte ich thatsächlich nur einen Wahrscheinlichkeitsschluss auf die Anwesenheit von Feldspath ziehen. Als Orthoklas glaube ich bezeichnen zu dürfen sehr vereinzelt auftretende Blättchen mit ziemlich guter Andeutung von Spalten, an denen schiefe Auslöschung vorhanden, und die sich trotz des Mangels einer sonstigen optischen Orientirung und krystallographischer Umrisse unterscheiden lassen von gestreiften Quarzen, die auch vereinzelt sichtbar sind. Sind auch die Frische, die Polarisationserscheinungen in den unregelmässig gestreiften Quarzen und in den als Orthoklas gedeuteten Formen mit regelmässiger verlaufenden Spaltrissen dieselben — Unterschiede hierin würden leichter eine Trennung gestatten —, so scheint mir eben in der regelmässigen Anordnung von Spalten ein Grund gelegen, Orthoklas anzunehmen. Wohl auch als Orthoklas im Zustande von Zersetzung zu deuten sind ein paar sehr vereinzelte Partien von beiläufig prismatischem Habitus, die durch massenhafte Einschlüsse trüb erscheinen; vielleicht ist es angesichts dieser trüben Partien sogar gestattet, anzunehmen, dass ein Theil der Thonsubstanz vom Feldspath stamme, indem ein gewisser Uebergang von diesen trüben Partien zu jener dem Auge nicht entgeht. Dass aber die trüben, die Andeutungen von Krystallumrissen des Orthoklas noch aufweisenden Partien wohl sicher von diesem herrühren, dürfte auch daraus hervorgehen, dass eine solche, zu kaolinartiger Masse zersetzte Partie noch ziemlich gut eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetze erkennen liess.

Endlich notire ich noch, dass in einem Falle ein sonst wie Quarz aussehendes, ganz frisches Bruchstückchen eine Streifung erkennen liess, die mir die Zwillingslamellirung eines Plagioklas zu sein schien.

Es ist somit die Bedeutung des Feldspaths für das Mineralgemenge unseres Staubes eine sehr untergeordnete, ein Umstand, den dieser mit den meisten der überhaupt bekannt gewordenen analogen Vorkommen theilt.

Entschieden häufiger als Feldspath sind eine Reihe anderer Minerale, in erster Linie Hornblende und Epidot.

Die Hornblende erscheint in den untersuchten Staubpräparaten in Form gut ausgebildeter Säulen von massigem Habitus, viel seltener unregelmässiger Lappen, resp. abgebrochener Säulenreste von nicht sehr starkem Lichtbrechungsvermögen. Die Farbe ist deutlich grün, bei kleineren Exemplaren naturgemäss von geringerer Schärfe; bei solchen ist dann auch der Pleochroismus nur unbedeutend, während die grösseren Säulen ihn ganz wohl erkennen lassen. Die optischen Verhältnisse (Auslöschungsschiefe bis 27°), sowie schon der ganze Habitus lassen die Bestimmung als sicher erscheinen. Dieser ist stets massig, niemals

etwa blättchenartig, manchmal jener schilfig-faserige, wie er, zumal in krystallinischen Schiefergesteinen, häufig ist und den man des Oefteren als Beweis für eine Entstehung aus Augit hinzustellen pflegt.

Der Epidot ist, was seine Verbreitung im Staube betrifft, wohl direct nach der Hornblende zu stellen. Er erscheint in Form sehr stark das Licht brechender, weckenartiger Gebilde ohne deutliche Krystallbegrenzung. Seine Farbe ist weingelb bis grünlich, die Polarisationsfarben sind sehr lebhaft, kurz er gibt ganz das Bild, wie es die Untersuchung unserer krystallinischen Schiefer so oft vor Augen stellt.

Ebenso zahlreich, wenn nicht noch häufiger ist Turmalin in den untersuchten Vorkommen nachzuweisen. Als solcher werden angesprochen gut ausgebildete, breit säulenförmige Krystalle von der charakteristischen blaugrauen Farbe und sehr bedeutendem Dichroismus. Auch die für die Turmalinsäulen bezeichnende hemimorphe Ausbildung ist an einzelnen der, für die Grössenverhältnisse der Bestandtheile unseres Staubes grossen Krystalle sehr wohl sichtbar (im Staub von Niedek mass ich einen solchen von 0·04 Millimeter Länge und 0·016 Millimeter Breite). In einem Falle war ein Turmalinkrystall durch eine grosse Anzahl von Einschlüssen in der Form von Stäbchen, die auch bei einer Vergrösserung von 1100 nicht zu erkennen waren, und solchen knieförmiger Rutile auffällig.

Mit Turmalin hinsichtlich der Verbreitung auf ziemlich derselben Stufe stehen Rutil und Zirkon.

Der Rutil erscheint ebenso wie der Zirkon in ganz typischer Ausbildung, der erstere mit der bekannten gelbbraunen Farbe, bald in prismatischen Krystallgestalten, bald in Form von unregelmässigen Körnern, der letztere weit vorwaltend in langen Säulen mit wohlausgebildeten Krystallumrissen. Rutil wie Zirkon erscheinen oft mit ganz bedeutenden Dimensionen; so finden sich in dem Staube von Niedek Rutile in einer Länge von 0·056 Millimeter und 0·010 Millimeter in der Breite, in jenem von Ratibor solche, die 0·040 Millimeter lang und 0·014 Millimeter breit sind und Zirkon (im Staub von Niedek) mit 0·052 Millimeter in der Länge und 0·008 Millimeter in der Breite.

Der sonst nie fehlende Apatit ist in unserem Vorkommen ein weit seltenerer Gast als die eben genannten Minerale, im Staub von Niedek fand sich eine schöne, sechsseitige Säule, farblos mit einem Stich in's lichtgrünliche, an Einschlüssen ziemlich reich. Ihre Dimensionen waren 0·060 Millimeter in der Länge, 0·012 Millimeter in der Breite.

Wohl erst nach all den genannten Mineralen kommt, was die Verbreitung betrifft, der Glimmer. Frischen Biotit fand ich überhaupt nur in einem einzigen Falle; hier war er von grünlichbrauner Farbe und erwies sich durch die starke Absorption und sein Irisiren als solcher. Häufiger dagegen finden sich Mineralpartikel, die ich als ausgebleichte Glimmer, resp. als Zersetzungsproducte von Glimmer ansehen muss. Es sind damit kleine grünliche oder auch farblose Blättchen gemeint, sowie solche mit einem Stich nach Rosa, die unter gekreuzten Nicols gleich dunkel bleiben, wohl auch von verworren faseriger Textur sind und nur nach Analogie mit anderen Vorkommen als zersetzte Glimmer zu deuten sind. In einem Falle erscheint ein Zersetzungsproduct von giftgrüner Farbe.

Eisenglanz, sowie Magnetit sind des weiteren vorhanden, der letztere in den für ihn charakteristischen Formen.

Unsicher ist mir eine Reihe von Vorkommnissen, die theils wegen der Kleinheit, in der sie auftreten, theils wegen ihrer spärlichen Verbreitung eine genaue Bestimmung unmöglich machen.

Es betrifft dies zunächst das Vorhandensein von Augit. Neben der grünen Hornblende erscheinen vereinzelt Bruchstücke, die sich nur durch eine etwas intensiver grüne, resp. grünblaue Farbe von dieser unterscheiden. Sie zeigen Andeutung einer Spaltbarkeit, lebhafte Polarisationsfarben und, wenigstens in einem Falle, eine Auslöschungsschiefe, die mit 35° bestimmt wurde; ein Umstand, der mit den übrigen Eigenschaften auf monoklinen Pyroxen hinweist.

In einem einzigen Falle fand sich ein gelbgrünlicher prismatischer Krystall, der durch seine Parallelfaserigkeit wie seine gerade Auslöschung eine Bestimmung als rhombischer Augit in bastitartiger Zersetzung rechtfertigen dürfte.

Als Granat könnten ganz vereinzelte, farblose oder schmutzig rosafarbige Partien gedeutet werden, die sich isotrop verhalten, eine runzelige Oberfläche besitzen und reich an Einschlüssen sind, die sich als anisotrop erweisen.

Nur in einem Falle ist mir ein vielleicht als Calcit zu deutendes farbloses Blättchen aufgefallen, das eine schon bei gewöhnlichem Lichte sichtbare, an die Zwillingslamellirung von Plagioklas erinnernde Streifung aufwies.

Dass neben den genannten Mineralen nicht vielleicht vereinzelt noch andere zu finden seien, will ich natürlicherweise keinen Augenblick nur in Frage stellen.

Wurde durch die Beobachtung mit dem Mikroskop die mineralogische Zusammensetzung der am 5. Februar d. J. gefallenen Staubmassen wohl hinlänglich genau sichergestellt, so schien es doch wünschenswerth, an der Hand der chemischen Analyse über die Zusammensetzung noch weiter unterrichtet zu werden. Es war dies zumeist mit Hinblick auf die mehrfach ausgesprochene und in der That Jedem zunächst sich aufdrängende Anschauung, der Staub stelle typischen Lössstaub dar, geboten, sowie mit Hinblick auf eine eventuelle kosmische Herkunft, mithin auf die Anwesenheit von metallischem Eisen im Staube, welche die mikroskopische Untersuchung in keiner Weise ergab.

Die an Proben von Ostrawitz und Ratibor vorgenommenen chemischen Untersuchungen ergaben schon allein hinsichtlich der Betheiligung von Bestandtheilen, welche in Salzsäure unlöslich und solchen, die darin löslich, die auffälligste Uebereinstimmung. In der in Ostrawitz gesammelten Staubprobe waren es 91·34 Procent, die von warmer Salzsäure nicht gelöst wurden, in jener von Ratibor 90·48 Procent. Aehnlich übereinstimmend wurden auch die relativen Mengen der einzelnen Bestandtheile gefunden, so dass weiter unten ohne jede weitere Erläuterung die Analysen der beiden, der Untersuchung zugeführten Staubniederschläge folgen können. In demjenigen von Ratibor dürfte die gefundene Zusammensetzung mit Rücksicht auf die oberwähnte Beimengung fremder Bestandtheile nicht stets die gleiche bleiben, indem ja eine eigentliche

Durchschnittsprobe nicht genommen werden konnte. Zuvor sei jedoch mit Rücksicht auf die Frage eines eventuellen meteorischen Ursprungs nur noch betont, dass 5 Gramm des Staubes von Ostrawitz auf ihren eventuellen Cobalt- und Nickelgehalt geprüft wurden, dass jedoch hierbei durchwegs ein negatives Resultat resultirte. Auf Cobalt wurde mittelst der empfindlichen Boraxperlenreaction, auf Nickel mit der überaus empfindlichen Kaliumsulphocarbonatlösung geprüft. Während Cobalt und Nickel im löslichen Theil, in dem sie ja — wenn an metallisches Eisen gebunden — hätten vorhanden sein müssen, nicht aufgefunden werden konnten, wurde bei Verwendung von 5 Gramm des Staubes eine deutliche Spur von Kupfer, sowie eine solche von Mangan nachgewiesen. Um jedoch die Frage nach der Anwesenheit von metallischem Eisen ganz sicher beantworten zu können, wurden jene schwarzen Partikelchen, die bei der mikroskopischen Untersuchung als Magnetit gedeutet wurden, mit einer magnetisch gemachten Nadel ausgezogen und mittelst Einlegen in Kupfervitriollösung [1]) geprüft. Es erfolgte keine Zersetzung, gediegenes Eisen war mithin nicht vorhanden.

Titan konnte in einem Gramm nicht sicher nachgewiesen werden, obwohl seine Anwesenheit nach den Ergebnissen der mikroskopischen Untersuchung, die ja Rutil in relativer Häufigkeit hat erkennen lassen, selbstverständlich ist.

Das Eisen ist als Oxyd in die Analyse eingestellt, wiewohl die Veränderung der gelben Farbe in rothbraun beim Glühen auf die Mitanwesenheit von Oxydul deutet.

Die Resultate der Analyse waren die folgenden:

Staub von Ostrawitz.

In Salzsäure löslich		In Salzsäure unlöslich		Glühverlust
Fe_2O_3	1·23	SiO_2	78·38	(= organische Substanz und Wasser) = 4·55
Al_2O_3	2·26	Fe_2O_3	0·41	
CaO	0·34	Al_2O_3	8·21	
MgO	Spur	CaO	0·85	
	3·83 Proc.	MgO	0·31	
		K_2O	1·99	
		Na_2O	1·19	
			91·34 Proc.	Gesammtsumme 99·72

Staub von Ratibor.

In Salzsäure löslich		In Salzsäure unlöslich		
Fe_2O_3	1·71	SiO_2	78·66	Glühverlust = 6·30
Al_2O_3	2·44	Fe_2O_3	0·68	
CaO	0·36	Al_2O_3	4·92	
MgO	0·31	CaO	1·36	
	4·82 Proc.	MgO	0·39	
		K_2O	2·24	
		Na_2O	2·23	
			90·48	Gesammtsumme 101·60

[1]) Die von Lasaulx (Sitz.-Ber. niederrhein. Ges. 1882, pag. 212) vorgeschlagene Reaction mit einer wolframsauren Lösung (borwolframsaurer Cadmiumlösung) wurde nicht ausgeführt.

Vergleich mit anderen Staubfällen.

Es wird nunmehr meine Aufgabe sein, auf Grund der erhaltenen Untersuchungsergebnisse, den Staub vom 5. Februar zu vergleichen mit anderweitigen, zuvor untersuchten analogen Vorkommnissen.

Es sei gestattet, diesen Vergleich zu beginnen mit jenen so genau untersuchten schwedischen und grönländischen Schneestaubmassen, die Nordenskiöld [1]) und Lasaulx [2]) eingehend studirt haben, und die sich durch ihre graue Farbe von unserem gelben Schneestaube unterscheiden. Der besonderen Güte des Freiherrn v. Nordenskiöld, der dieselben zuerst entdeckt und als ausserirdische Gäste beschrieben, verdanke ich zudem eine Probe dieses von ihm studirten und seiner Ueberzeugung nach als selbstständiges Silicat mit dem Namen „Kryokonit" belegten Staubes. Es stammt dieselbe von dem grönländischen Inlandeis, wo sie Baron Nordenskiöld auf seiner 1883 unternommenen Expedition in Löchern auf der Oberfläche des Eises gesammelt hatte. Dieser Staub ist, wie Lasaulx nachwies, überwiegend aus Quarz, dann grünem Glimmer, seltener aus Feldspath, schliesslich Epidot, Granat, Magnetit etc. zusammengesetzt.

In der von Grönland stammenden Probe, die ich Baron Nordenskiöld danke, ist die mineralogische Zusammensetzung nicht ganz die von Lasaulx geschilderte, insoweit, als hier sicher auch grüne Hornblende eine Rolle spielt, indem ganz ebenso wie in dem von mir untersuchten schlesischen Staube deutlich prismatisch aufgebaute, intensiv grüne Krystallbruchstücke sichtbar sind, an denen bisweilen eine Auslöschungsschiefe von 12—18 Grad zu beobachten ist. Diese Werthe bedeuten aber Auslöschungsschiefen, die weit über die anormale Auslöschung von Biotiten, etwa jener des Katzenbuckels hinausgehen, an denen Lattermann [3]) Winkel von 8 Grad fand, so dass, ganz abgesehen von dem für Hornblende charakteristischen säuligen Aufbau, dem massigen, nichts weniger als blättchenartigen Habitus, den viele der grünen Bestandtheile des „Kryokonit" von Grönland zeigen, die Betheiligung grünen Amphibols darin mir völlig sicher scheint. Dass in den Proben des grönländischen Staubes, die v. Lasaulx zur Untersuchung vorlagen, diese grüne Hornblende gänzlich fehlte und — wie von ihm des öfteren auf Grund eingehendster Prüfung ausgesprochen wird — nur grüner Glimmer nachzuweisen war, diese Thatsache kann ja ganz wohl neben der Thatsache, dass in anderen Proben des grönländischen Staubes die grüne Hornblende eine Rolle spielt, fortbestehen. Noch erwähne ich, dass Nordenskiöld in seiner ersten Untersuchung den von Lasaulx als grüner Glimmer bestimmten Bestandtheil als Augit angesprochen hatte und endlich, dass in der mir vorliegenden Probe grönländischen Staubes die Krümchen von thoniger Substanz, wie wir sie in dem Staube von Schlesien kennen lernten, auch nicht ganz fehlen, und dass endlich die Korngrösse bedeutend mehr variirt, kleinste Partikeln neben grösseren häufiger sind als in dem von mir untersuchten Staube. Hierin, nicht in der mineralogischen Zusammensetzung liesse

[1]) a. a. O. pag. 159.
[2]) a. a. O. pag. 522.
[3]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie etc. I. Bd., pag. 482.

sich mithin ein Unterschied von jenem erkennen. Der Kieselsäuregehalt ist nach der G. Lindström'schen Analyse, die Nordenskiöld[1]) anführt, 62·25 Procent, der Thonerdegehalt 14·93 Procent, der Gehalt an Kalk *(Ca O)* 5·09 Procent. Eisen ist noch weniger vorhanden.

In einem wesentlich anderen Lichte lässt eine kürzlich erschienene Arbeit von Nils Olof Holst[2]) den Nordenskiöld'schen „Kryokonit" erscheinen, auf welche ich, nachdem die obigen Anmerkungen bereits niedergeschrieben waren, durch ein Referat Wahnschaffe's im Neuen Jahrbuch[3]) aufmerksam wurde. Den von Holst gelegentlich seiner Forschungen in Südgrönland gemachten Beobachtungen zu Folge wäre der angebliche Schneestaub nichts anderes als Moränenschlamm.

Es ist selbstverständlich, dass ich mich in eine Discussion über diese Deutung unmöglich einlassen kann und darf, möchte aber doch dies eine bemerken, dass Nordenskiöld es mit Entschiedenheit ausspricht, dass „der Fundort auch jeden Gedanken ausschliesst, dass der Grus von unterliegenden Erdschichten aufgeschoben worden sei". Darum möge es, indem auch Nordenskiöld sich über die Ansicht Holst's meines Wissens noch nicht ausgesprochen hat, gebilligt werden, wenn ich die obigen, vor Kenntnissnahme der Holst'schen Arbeit niedergeschriebenen Zeilen nicht nachträglich gestrichen habe.[4])

Der Arbeit Holst's ist übrigens zu entnehmen, dass Herr Hofrath Zirkel, der auch eine Probe des Kryokonits mikroskopisch untersuchte und die Ergebnisse Holst[5]) zur Verfügung stellte, in dieser gleichfalls das Vorhandensein von grüner Hornblende mit Auslöschungsschiefen von 15 Grad nachweisen konnte.

In dem Staube, den v. Lasaulx[6]) als Residuum von einem Schneefalle in der Umgebung von Kiel untersuchte und der von graugelblicher Farbe war, fanden sich neben wadähnlichen Bestandtheilen vorwiegend Quarz und Thonpartikel, seltener Feldspathbruchstücke und solche von Glimmer und Hornblende. Nach der v. Lasaulx'schen Beschreibung ist dieser Staub jedenfalls, um ein Gümbel'sches[7]) für derartige Staubmassen vorgeschlagenes Fremdwort zu gebrauchen, ein „entopischer".

Damit ist die Zahl jener, in mineralogischer Hinsicht genauer untersuchten Staubmassen, welche im nördlichen Europa fielen, aber auch schon ziemlich erschöpft. Wohl gibt, wie schon eingangs erwähnt, Döbereiner[8]) eine Analyse von einem „Staub im Regen aufgefangen", den Goethe[9]) gesammelt hatte, doch ist in der diesbezüglichen Notiz nicht eben viel für unseren Zweck Brauchbares zu finden. Derselbe Staub von grünlichgrauer Färbung brauste heftig mit

[1]) a. a. O. pag. 161.

[2]) N. O. Holst, Berättelse om en år 1880 i geologiskt syfte företagen resa till Grönland in Sveriges Geologiska Undersökning. 1886, Ser. C, Nr. 81.

[3]) Neues Jahrb. für Min. etc. 1888.

[4]) a. a. O. pag. 160.

[5]) a. a. O. pag. 45.

[6]) a. a. O. pag. 529.

[7]) C. W. v. Gümbel, Grundzüge der Geologie. 1885, pag. 284.

[8]) a. a. O. pag. 224

[9]) Eine Nachschau in seinen Schriften naturwissenschaftlichen Inhalts bezüglich eventueller Daten über das Phänomen ergab keine Resultate.

Säuren und ergab bei der Analyse, indem ich der Uebersichtlichkeit halber die von Döbereiner angeführten Grane in Procente umrechne, für SiO_2 16 Procent, für $CaCO_3$ 62 Procent neben viel organischer Substanz; andere mineralische Bestandtheile werden nicht angegeben. Irgend welche Aehnlichkeit mit dem hier beschriebenen Staube ist somit nicht vorhanden. Ein zweiter, von ihm untersuchter weissgrauer Staub, der, „als die ganze Erde von Deutschland hoch und lange mit Schnee bedeckt war", fiel, bestand gleichfalls aus kohlensaurem Kalk, Kieselsäure und Eisen.

Ein weitverbreiteter Schneestaubfall, der zugleich eine ähnliche Verbreitung hatte, doch noch weiter gereicht hat als wie der in diesen Blättern beschriebene, fand statt am 31. Januar 1848, über welchen wir Göppert, Ehrenberg und Reissek etliche Daten verdanken. Sein Verbreitungsgebiet reichte von Breslau über das Riesengebirge bis nach Niederösterreich und Westungarn herunter, und zwar beobachtete man ihn, wiewohl im Allgemeinen Südwinde gemeldet wurden, am 30. in Liegnitz und erst später in der Nacht des 31. bei Wien. Der damals gefallene Staub war von graugelblicher Farbe (von Glogau wird direct ockergelber Staub gemeldet) und bestand überwiegend aus unorganischen Bestandtheilen, unter denen „wahrscheinlich vulcanische grüne und bräunliche Krystalle" auffielen, die Ehrenberg [1]) dann als pyroxenartig und hornblendeartig deutet neben Kalkspath, wie denn der verdiente Meister der „Mikrogeologie" erst durch diesen Staub überhaupt auf die reichliche, von ihm zuvor gänzlich übersehene Betheiligung anorganischen Materials aufmerksam wurde. Dr. S. Reissek [2]), der den in Wien niedergefallenen Staub untersuchte, schreibt ihm eine beiläufige Zusammensetzung aus 60—70 Theilen Quarz, 10—15 Theilen Glimmer, 10—20 Theilen Humus, 1 Theil organische Reste zu und ist geneigt, ihn aus den russischen Steppen herzuleiten, wogegen Ehrenberg die entgegengesetzte Windrichtung und die Schneebedeckung der russischen Steppen geltend macht.

Ueber einen am 21. December 1859 in Westphalen gefallenen Schneestaub sind mir nähere Angaben nicht bekannt.

Erst aus dem Jahre 1864 ist mir wieder eine Nachricht zugänglich über einen Staubfall, der auch wieder Schlesien betroffen. Indem ich durch freundliche Vermittlung Herrn Prof. Urban's eine im schlesischen Landesmuseum in Troppau erliegende kleine Probe eben dieses Staubes, der bei Jägerndorf gesammelt wurde, zur Untersuchung eingesendet bekam, deren Resultate ich weiter unten zum Vergleiche mit derjenigen, die ich beim Studium des diesjährigen Staubfalles erhalten habe, folgen lasse, sei es gestattet, kurz die Verbreitung dieses Schneestaubes zu skizziren.

Ueber diesen verdanken wir Prof. Ferd. Cohn eine interessante, wenig bekannt gewordene Arbeit [3]), die wohl gerade die mineralogische Zusammensetzung des Staubes nur sehr in zweiter Linie behandelt, sonst aber durch die Verarbeitung einer Fülle von Einzelnotizen über

---

[1]) a. a. O. pag. 133—136.

[2]) Haidinger's Ber. über Mitth. von Freunden der Naturw. 1848, IV, pag. 152.

[3]) Ferd. Cohn, Ueber den Staubfall vom 22. Jänner 1863. Abhandlungen der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur. 1864, pag. 31—50.

dieses Phänomen, sowie hinsichtlich der den Verfasser natürlich in erster Linie interessirenden pflanzlichen Bestandtheile des Staubes von hervorragender Bedeutung ist. Das Verbreitungsgebiet dieses Schneestaubes, der gleich dem hier besprochenen Preussisch- und Oesterreichisch-Schlesien bedeckte, war nicht ganz das gleiche, wie das des Schneestaubes von diesem Jahre, indem derjenige vom Morgen des 22. Januar 1864 die Höhe der Sudeten, resp. des Gesenkes und der Karpathen nicht überschritten hat; die südlichsten Punkte, an denen das Phänomen beobachtet wurde, waren Karlsthal, Freudenthal, sodann gegen die Kammlinie der schlesischen Karpathen zu Frankstadt und Teschen. Die Nordgrenze liegt dagegen höher als in diesem Jahre, indem 1864 die Breite von Breslau, welches diesmal unberührt blieb, noch ganz bedeutend, bis zum 52. Breitegrade überschritten wurde. So auffällig nun im Allgemeinen das Verbreitungsgebiet der beiden Phänomene übereinstimmt, so werden doch alle Versuche, dieselben mit Rücksicht hierauf, sowie mit Hinblick auf die gleich zu erwähnende Aehnlichkeit in der mineralogischen Zusammensetzung etwa von einer gemeinsamen Ursache aus erklären zu wollen, hinfällig durch die übereinstimmende Meldung, dass die Staubmassen des Jahres 1864 von einem gegen Nord-West zu fortschreitenden Südoststurme abgesetzt wurden, während in diesem Jahre ganz deutlich eine in entgegengesetzter Richtung wandernde Wettersäule Schlesien und Mähren und darauf erst Ungarn mit Staub bedeckt hat. Was nun die uns an dieser Stelle zunächst interessirende mineralogische Zusammensetzung des schlesischen Staubes vom 24. Januar 1864 betrifft, die quantitativ die Beimengung organischer Reste weit übersteigt, so führt sie Cohn, der auch die Grössenverhältnisse der einzelnen Bestandtheile, und zwar auffallend gleich wie in dem von mir untersuchten Staube angibt, als aus folgenden bestehend an: Quarz weit vorwaltend, dann Glimmer einzelne verschiedenartige Krystalle, die im polarisirten Lichte in hellen Farbentönen aufleuchten, aber nicht näher bestimmt werden. Dieser Schilderung habe ich für die von mir zum Vergleiche mit dem schlesischen Schneestaube des diesjährigen Februar der Untersuchung zugeführte Probe von Jägerndorf, über deren Provenienz natürlicherweise jeder Zweifel behoben ist, folgendes hinzuzufügen. Auf den ersten Blick fällt für den Staub vom Jahre 1864 die Beimengung schwarzer, glimmerig glänzender Schüppchen auf, die aus dem sonst gleichförmigen grauen Gelb — dasselbe ist allenfalls etwas deutlicher und schärfer als in dem diesjährigen Staube — hervorschimmern. Unter dem Mikroskope erscheinen diese Biotitschuppen durchwegs stark verändert, manchmal sind sie mit Rutilnädelchen durchspickt und nicht selten sind auch farblose, ausgebleichte Glimmerblättchen wahrzunehmen.

Eigentliche Thonsubstanz, der wir in dem diesjährigen Staube oft begegnet sind, ist hier ziemlich selten. Dagegen finden wir die grüne Hornblende wieder, die an ihren Auslöschungswinkeln deutlich zu erkennen ist und hin und wieder gleichfalls Rutilnädelchen, wie dies bei Schiefergesteinen manchmal zu sehen ist, enthält. Neben diesen häufigeren Bestandtheilen, die natürlich von Quarz als dem meist vertretenen Mineral noch bedeutend übertroffen werden — derselbe bietet nichts, was wir nicht schon in den Präparaten von dem dies-

jährigen Staube kennen gelernt hätten, also Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen, Ueberzug mit einem Häutchen von Thonsubstanz, während als Seltenheit auch wieder schöne Streifung zu sehen ist, — finden sich noch wenige Körner von Epidot, Säulen von Zirkon, die manchmal massenhafte Einschlüsse beherbergen, Rutilbruchstücke und vielleicht Granat (auch wieder mit Rutileinschlüssen). Endlich treten noch local angehäuft dendritische Formen von metallartigem Habitus, sowie kohlige Substanz auf. Diese schwarzen metallischen Partien sind wohl auch nur Magnetit.

Calcit ist im mikroskopischen Präparate nicht sichtbar, wie der Staub auch kein Brausen mit Säuren zeigt.

Gelegentlich der Beschreibung des eben erwähnten Schneestaubes macht Ferd. Cohn[1]) auch anhangsweise kurze Mittheilung von einem analogen Phänomen, das am 15. Februar 1854 in Theilen von Preussisch-Schlesien zu beobachten war, aber keine eingehende Schilderung fand. Dieses reichte noch bedeutend weniger weit nach Süd, ähnelte im übrigen in jeder Beziehung demjenigen von 1864, sowohl was die gleichzeitigen meteorologischen Verhältnisse wie die beiläufige Zusammensetzung des Staubes betrifft.

Indem ich mich vielleicht über Gebühr bei Staubfällen, von denen das nördliche Europa betroffen wurde, aufhielt — entschuldigt sei dieser längere Excurs mit der relativen Seltenheit derselben, sowie damit, dass ich über die mineralogische Zusammensetzung von zweien derselben etliche Beobachtungen mitzutheilen hatte — seien um so rascher die Fälle durchgesprochen, die südlichere Gebiete Europas betrafen. Ihre Zahl ist, wie ein Blick in Ehrenberg's oft genannte Arbeit zeigt, eine sehr beträchtliche, wenn auch die genauer, zumal mit Hinblick auf ihre mineralogische Zusammensetzung studirten, bald an den Fingern hergezählt sind. Ich sehe ab von dem Falle des Jahres 1755 an den Ufern des Lago Maggiore, sowie demjenigen von 1813 in Calabrien und gleichzeitig in Friaul, über den Sementini[2]) und andere berichten, indem die gemeldete angebliche Vergesellschaftung dieses rothen Staubes mit Meteorsteinen ihn einer Besprechung an dieser Stelle zu entheben scheint und notire nur die Anwesenheit von pyroxenartigen Krystallen und sein Brausen mit Säuren, sowie den Chromgehalt.[3]) Von dem 1847 im Defereggenthale (in Tirol) und dessen näherer Umgebung gefallenen rothen Schnee findet sich bei Ehrenberg eine Analyse, die einen relativen geringen Kieselsäuregehalt und hohen Kalkgehalt ersichtlich macht (nämlich 55 SiO_2, 20 $CaCO_3$ und 8 Fe_2O_3) ebenso von einem 1847 bei Lyon und dessen weiterer Umgebung gefallenem Staube (mit 54°/₀ SiO_2, 21°/₀ $CaCO_3$, 8°/₀ Fe_2O_3).[4]) Sonst ist bezüglich der vielen, bei Ehrenberg (1849) beschriebenen Staubfälle im südlichen Europa für unsere Zwecke nichts zu sagen, indem er, wie schon erwähnt, nur der in diesen rothen Staubmassen enthaltenen Organismen ausführlicher gedenkt.

---

[1]) a. a. O. pag. 49.

[2]) Schweigger's Journal. IX, 217 ff., XIV, pag. 130 u. a. a. O.

[3]) Analyse mit 33°/₀ SiO_2, 14°/₀ Fe_2O_3, 11·5°/₀ CaO bei Ehrenberg, a. a. O. pag. 47.

[4]) a. a. O. pag. 43.

1869 fällt (am 24. März) über weite Strecken, von den Dardanellen durch Griechenland bis nach Krain ein rother Staub, der nach den Beobachtungen Deschmann's[1]) in dem letztgenannten Lande in seiner Farbe an die daselbst allenthalben anstehenden rothen Werfener Schiefer gemahnt, mit Rücksicht auf die Verbreitung aber, sowie die sonstigen meteorologischen Umstände von diesen nicht stammen kann. Der greise Ehrenberg reiht die Untersuchung des an diesem Tage in so weit entfernten Gebieten gefallenen Staubes den vielen, von ihm durch eine Reihe von Decennien untersuchten Staubmassen an[2]), und findet die Hauptmasse wie bei allen „Passatstauben" aus einem sehr feinen, meist doppeltlichtbrechendem Sande, dessen gröbere Theilchen zuweilen doch bis zu $^1/_{192}'''$ (also etwa 0·01 Millimeter) reichen, die aber in einem überaus feinkörnigen Mulm von eisenrostrother Farbe eingehüllt sind, der durch Salzsäure entfärbt, weisslich wird. Kalk- und Eisengehalt wird nachgewiesen.

Erst die zu Eingang dieser Untersuchungen genannten Arbeiten Orazio Silvestri's, sowie jene Tissandier's lehren uns wieder, obendrein unterstützt durch die verbesserten Hilfsmittel unserer Zeit, neue Fälle des südlichen rothen Staubes kennen. Mit den Arbeiten Silvestri's ist zugleich auch ein neues Erklärungsmoment und gänzlich abweichend von dem durch Ehrenberg ausgesprochenen in die wissenschaftliche Discussion eingeführt worden, jenes einer meteorischen Abstammung dieser „Passat"-Staubmassen Ehrenberg's, nachdem, wie wir sahen, Nordenskiöld dieses Erklärungsprincip für die schwedischen und grönländischen Staubmassen angewendet hatte. In den von Silvestri[3]), später von Lasaulx[4]) untersuchten rothen und gelbbraunen Staubarten, die in Sicilien mit Regen niederfielen, überwiegen die thonigen Partikel, denen sich sodann Quarz und Calcit (im Verhältniss 3 : 1 Calcit), Gyps neben Eisenpartikeln beigesellen, die Silvestri eben als gediegen Eisen ansieht, welcher Bestimmung auch Lasaulx zustimmt, ohne freilich demselben eine Beweiskraft für einen kosmischen Ursprung zuzuerkennen.

1870 schreibt zwar Fr. Denza[5]), dass die Fälle von rothem Staub in Italien so gut wie alljährlich zu verzeichnen sind, erwähnt aber nur die einem derselben (vom 13. Februar 1870) zu Theil gewordene Untersuchung durch Prof. Castelucci, wonach er „aus erdigen Substanzen und thierischen Organismen" zusammengesetzt sei und schreibt schliesslich allen die Abstammung aus der Sahara zu, ohne jedoch irgend welche nähere Daten der Untersuchung zu geben. Tacchini[6]) leitet in gleicher Weise die Staubfälle Siciliens, deren er 50 kennt, aus der Sahara her.

---

[1]) Zeitschr. der österr. Gesellschaft f. Meteorologie. 1869, Bd. IV, pag. 200.

[2]) Sitzber. d. Berliner Akademie. 1869, pag. 308 ff.

[3]) Den 1872 auch im nördlichen Italien gefallenen rothen Staub beschrieb auch D. Ragona in Modena. „Sulla burrasca del 27. Febbraio e sulla pioggia rossa del 10. marzo 1872."

[4]) a. a. O. pag. 526.

[5]) Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteor. 1870.

[6]) Sulle polveri meteoriche e l'analisi chimica della sabbia del Sahara. Atti della Reale accad. dei Lincei III, vol. VII, pag. 135.

1876 wird der Lienz-Villacher Gebirgszug von einer analogen Erscheinung betroffen [1]), ohne dass dieselbe durch eine auch nur flüchtige Untersuchung aufgeklärt wird; Februar 1879 fällt von der dalmatinischen Küste herauf bis Klagenfurt rother Schnee [2]), der auch keinen Schilderer findet, bis unser M. Schuster einen analogen, am 14. October 1885 in Klagenfurt mit Regen niedergegangenen rothen Staub zum Gegenstande einer eingehenden Untersuchung [3]) macht, die, was Sorgfalt und Accuratesse angesichts eines so spröden Stoffes anbelangt, allezeit als Muster wird gelten können. Ohne hier nur einigermassen auf die Details der Zusammensetzung, die ja doch meist nur von speciell mineralogischem Interesse sind, eingehen zu können, sei hier nur zum Vergleiche mit dem diesjährigen schlesischen Schneestaube der bedeutende Gehalt an Calcit, resp. rhomboedrischen Carbonaten überhaupt, neben vorherrschendem Quarz und neben Thonsubstanz, dann Glimmer, brauner Hornblende und einer ganzen Reihe mehr nebensächlicher Minerale gedacht, während metallisches Eisen auf keinerlei Weise nachgewiesen werden konnte; von hohem Interesse sind dunkle Kügelchen, die der Magnet auszuziehen im Stande ist und welche Schuster bedingungsweise als vererzte organische Gebilde gedeutet sehen möchte.

Nun wüsste ich nur mehr drei hinsichtlich ihrer mineralogischen Zusammensetzung wenigstens beiläufig bekannt gewordene Staubfälle zu nennen, die Tissandier, der Verfasser von „les poussières de l'air" (Paris 1877) angibt, einen chemisch analysirten Staubregen von Mittelfrankreich (1846), wahrscheinlich aufgewirbelter Inlandstaub, einen rothen Schneestaub aus den Pyrenäen Frankreichs und Spaniens vom Jahre 1863 und schliesslich einen grauen Staub, der mit Regen 1876 zu Boulogne sur mer niedergefallen. Ausnahmslos sind diese Fälle durchwegs kalkreich, während der Kieselsäuregehalt zwischen 52 Procent und 65 Procent schwankt. Speciell der rothe Staub von 1863 enthält 21 Procent $Ca\,Co_3$, während $Al_2\,O_3$ und $Fe_2\,O_3$ nur $7^1/_2$ Procent gibt.

Dies ist in seiner ganzen Lückenhaftigkeit, was wir von dem mineralogischen Aufbaue der mannigfachen Schnee- und Regenstaubmassen wissen, wobei Notizen, die für unseren Zweck halbwegs von Interesse sein könnten, kaum übergangen sein dürften.

Ehe ich jedoch diesen Excurs abschliesse und zumal, angeregt durch die eben genannten Arbeiten Tissandier's, sei es gestattet, mit ein paar Worten bei den Forschungen zu verweilen, welche den Gehalt an anorganischen Bestandtheilen im gewöhnlichen Regen und Schnee nachzuweisen bestrebt waren. Schon in den Dreissiger-Jahren hat Zimmermann dieser Frage näherzutreten versucht; doch in einer für unsere Zwecke entsprechenden Weise hat meines Wissens erst Gaston Tissandier dieselbe behandelt. An dieser Stelle interessiren uns wohl nicht so sehr die von ihm eruirten Zahlen für die Menge

[1]) Ebenda. 1876, XI, pag. 188.
[2]) Ebenda. 1879, XIV, pag 145.
[3]) In dieser bereits oben angeführten Arbeit gibt Schuster (pag. 108) auch eine kurze Mittheilung von einem rothen in Fiume gesammelten Staube, der wahrscheinlich von dem oben erwähnten Staubfalle des Jahres 1879 stammt und in hohem Grade dem vom Jahre 1885 gleicht, also auch reich an Calcit ist. Noch einmal gibt dann Schuster Mittheilung von einem rothen Staubfall, der 1887 fiel. (In der Zeitschr. d. österr. Ges. f. Meteor. 1887, pag. 336.)

des in der Atmosphäre schwebenden und im normalen Regen und Schnee enthaltenen Staubes (in Paris 0·212 Gramm in einem Liter Schneewasser, fern der Grossstadt 0·104 Gramm), als der Nachweis von deren chemischer Natur, wonach von den 75—66 Procent unverbrennlicher Substanzen Chloride und Sulfate der Alkalien und alkalischen Erden, Eisenoxyd, kohlensaurer Kalk und kohlensaure Magnesia, neben Phosphaten und Kieselsäure hervorragen. Ebenso glaubt Tissandier auch in diesem atmosphärischen Staube Spuren von Substanzen kosmischen Ursprungs nachweisen zu können.

Später untersuchte J. H. L. Flögel[1]) den Rückstand, der ihm beim Schmelzen einer grösseren Menge reinen, gewöhnlichen Schnees geblieben und fand nebst Organismenresten auch nicht wenig mineralische Bestandtheile, die er als farblose, wahrscheinlich dem Quarz zuzuzählende Bruchstücke aufführt neben blassrothen Partikeln, kohliger Substanz und schwarzen Massen, auf die er ein besonders Augenmerk richtet und die er pag. 326 in ihrer sehr verschiedenartigen, äusseren Form schildert. Er weist sie als Eisen nach, dem er einen meteorischen Ursprung aber nur sehr bedingungsweise zugesprochen wissen möchte. Ist durch diese Forschungen nun auch die stete Anwesenheit mineralischer Bestandtheile in der Atmosphäre sichergestellt, so ist doch schon allein mit Hinblick auf die vielen Chloride, Sulfate etc. an einen Vergleich mit den gelegentlich der grossen Staubfälle niedergehenden Massen nicht zu denken.

Mustern wir die eben durchgesprochene Reihe von Staubfällen, insoferne die ihnen zu Theil gewordene Untersuchung uns auch über die mineralogische Zusammensetzung des niedergefallenen Staubes belehren, mit Hinblick auf den diesjährigen, rasch noch einmal durch, und sehen wir zu, ob überhaupt der Versuch unternommen werden kann, ein gewisses System in die mannigfachen, bis nun mineralogisch untersuchten Staubmassen zu bringen, so müssen wir zunächst gestehen, dass wesentliche Verschiedenheiten den diesjährigen Staub vor allem von jenen des Südens trennen, wie wir überhaupt den Eindruck gewinnen, als bestünden übereinstimmende Merkmale, welche die rothen Staubfälle des Südens sammt und sonders abtrennen von jenen des Nordens. Es ist wohl mehr als ein blos äusserliches, auf die Färbung gegründetes Merkmal, welches den rothen Staub, der Südeuropa so oft bedeckt, scheidet von dem gelben und grauen Staube, wie wir ihn im nördlichen Europa etlichemale und heute für das Gebiet von Schlesien und Ungarn neuerlich kennen gelernt haben. Wohl sind es auch im rothen Staube die Quarzbruchstücke und — wie es nach den wenigen diesbezüglich sicheren Angaben Silvestri's und Schuster's gesagt werden kann — die Krümchen von Thonsubstanz, die in ihnen ganz ebenso wie in den gelben Staubmassen des Nordens die Hauptrolle spielen; aber dies ist ja, zumal mit Hinblick auf das, was wir von der mineralogischen Zusammensetzung des gewöhnlichen Atmosphärenstaubes wissen, nicht anders als selbstverständlich. Was mir aber wichtiger scheint und vielleicht in der That einen Grund zur Unterscheidung böte, ist der Kalk- und Eisengehalt, der in all den rothen Staubmassen, und zwar in nicht

[1]) J. H. L. Flögel, Ueber den eisenhaltigen Staub im Schnee. Zeitschr. d österr. Ges. f. Meteor. 1881, XVI, pag. 321—330.

zu unbedeutenden Mengen vorhanden ist; die Analysen der Fälle in den Jahren 1813 (Sementini), 1847 (Ehrenberg), 1863 (Tissandier) und 1872 (Silvestri) geben für CaO (nicht als $CaCO_3$ gerechnet) die folgenden Verhältnisszahlen: 11, 11, 12 und 6·7 Procent, während für die anderen mineralogisch bekannt gewordenen Vorkommnisse, also 1869 und 1882 stets wenigstens die Thatsache der Anwesenheit von Calcit, zum Theile sogar in bedeutender Menge erwiesen wird. Von den, wie es den Anschein hat, auf das nördliche Europa beschränkten gelben, respective grauen Staubmassen dagegen weisen die schwedisch-grönländischen sowie die Staubfälle von 1864 und diesem Jahre keinen Kalkgehalt auf, wie dies auch von dem bei Kiel gesammelten, sowie dem hier untersuchten gilt; der 1813 von Döbereiner analysirte Staub, sowie der 1848 in Schlesien und Niederösterreich gefallene sind hingegen in hohem Grade kalkhältig. Auch der Eisengehalt scheint in den rothen Staubmassen des Südens im Allgemeinen gleichfalls grösser als in den grauen und gelben unserer Breiten. Endlich wird von den rothen Staubmassen fast stets die vielleicht auch zu berücksichtigende Anwesenheit von Salzen (meist Chloriden) gemeldet.

Wenn ich hier diese Andeutungen einer beiläufigen chemischen Uebereinstimmung zwischen den einzelnen rothen Staubmassen unter einander und einer gewissen, halbwegs constanten Verschiedenheit gegenüber den übrigen betone, so bin ich mir der grossen Lücken, die unser Beweismaterial aufweist, bewusst; trotzdem aber scheinen diese, aus unserer bisherigen Kenntniss der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung ungezwungen sich ergebenden Thatsachen einen wenigstens zum grossen Theil gemeinsamen Charakter der rothen Staubmassen anzudeuten, der zugleich verschieden ist von jenem der nordeuropäischen Staubmassen. Ob diesem gemeinsamen Charakter der rothen Massen ein gemeinsamer Ursprung entspricht und welcher dieser Ursprung sei, dies zu sagen oder zu ahnen, kann nicht meine Aufgabe sein; doch haben ja sowohl Ehrenberg, als er den rothen Stauben eine gemeinsame Abstammung mit Hilfe seiner Passatsturmerklärung gab, sowie jene grosse Zahl von Forschern und Laien, die sie aus der Sahara herleitet, ohnehin an eine derartige Zusammengehörigkeit gedacht. Und auch Richthofen[1]), wie, auf ihn sich stützend, Czerny[2]) haben ja gegen eine derartige Trennung der zeitweilig mit atmosphärischen Niederschlägen auf weite Gebiete hin niederfallenden Staubmassen sich nicht ablehnend verhalten, indem sie direct eine Zweitheilung befürworteten und dabei an den Laterit der südlichen Klimate und den Löss unserer Breiten als gemeinsamen Ursprung dachten.

Selbstverständlich ist dabei, dass jene Staubmassen, die an Ort und Stelle aufgewirbelt und auf einige Entfernung hin getragen werden, bei der Betrachtung jener ausser Spiel zu bleiben haben, die auf Hunderte von Meilen transportirt werden: diese letzteren, Gümbel's[3]) exotische Staubmassen, kennzeichnen sich jenen gegenüber vor Allem durch die grosse Gleichförmigkeit und Kleinheit ihres Kornes, wie die Uebereins-

---

[1]) Im geologischen Theile des Neumayer'schen Führers für Forschungsreisende, pag. 286.

[2]) „Die Wirkung der Winde". Petermann's Ergänzungsband. 1876.

[3]) a. a. O. pag. 284.

stimmung ihrer Zusammensetzung an verschiedenen Punkten ihres Verbreitungsgebietes, die — wie mir scheint — ziemlich natürlicher Weise nicht erreicht werden kann, wenn es sich um den Transport auf kleine Entfernungen handelt.

Haben wir uns nunmehr einigermassen in dem orientirt, was wir von analogen, früheren Erscheinungen wissen, so ist es nunmehr vielleicht leichter an die Frage heranzutreten: Wo ist die Heimat des am 26. Februar in Schlesien und Nordwestungarn gefallenen Staubes zu suchen?

Da ist es denn zunächst nothwendig, sich über die meteorologischen Verhältnisse der Fallzeit zu orientiren. Diese sind, insoweit ich sie zum grossen Theile der gütigen Mittheilung des Directors der k. k. Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, Herrn Hofrathes J. Hann verdanke, die folgenden gewesen: Es bewegt sich aus dem mittleren Theile der skandinavischen Halbinsel ein Barometerminimum in südöstlicher Richtung am 3., 4., 5. und 6. Februar in grosser Regelmässigkeit fort, um dann nördlich vom schwarzen Meere sich aufzulösen. Zu gleicher Zeit ist keinerlei anderes meteorologisches Moment von gleicher Bedeutung wahrzunehmen und ein aus Südeuropa gegen Nord ziehendes Minimum etwa ist seit den letzten Tagen nicht beobachtet worden.

Aus den mitgetheilten Daten erhellt, dass unmittelbar, ehe in Schlesien und Ungarn der gelbe Schnee fiel, eine tiefe Depression aus Schweden regelmässig gegen S., resp. gegen SO., d. i. in der Richtung des successive vom Schneefall betroffenen Gebietsstückes, fortschritt, um am Tage nach dem Schneefall in der Gegend nördlich vom schwarzen Meere sich zu verlieren. Mit dieser; den Wettercharakter der fraglichen Tage beherrschenden Depression ist auch die Windrichtung, die während des Schneefalles von den einzelnen Orten mir bekannt wurde, wie auf pag. 283 ff. zu sehen, in Einklang; auch die in Tagesblättern von Preuss.-Schlesien gemeldete Südrichtung scheint nach den oben angeführten Beobachtungen der meteorologischen Station Ratibor berichtigt und auch da die Nordströmung für die Zeit des Schneefalles sichergestellt. Obendrein wäre es ja auch, wie mir Herr Hofrath Hann mittheilt, eine ganz irrelevante und nicht seltene Erscheinung, dass an den Rändern eines derartigen Wirbels verschiedene, gegen die Richtung desselben gerichtete Windrichtungen sich einstellen.

Demnach kann zunächst dieses mit Sicherheit ausgesprochen werden, dass der Schneestaub des 5. Februar nicht aus dem Süden stammen könne, wie ein solches, zumal in öffentlichen Blättern des öfteren behauptet wurde.

Es ist uns somit zur Herleitung der Staubmassen nur der Weg nach Nord offen, wenn wir sie nicht, wie wir es in dem sehr sachgemäss gehaltenen Artikel des Herrn Dr. Greiner in der „Oberschlesischen Presse“ vom 26. Februar d. J. lasen, als locale, an Ort und Stelle aufgewirbelte Massen ansehen wollen. Es scheint, zumal dem Charakter einer nüchternen Naturforschung, welche Erscheinungen durch Zuhilfenahme weithergeholter, in diesem Falle auch räumlich weithergeholter Erklärungsprincipien zu erklären sich scheut, auf den ersten Blick entsprechend eine solche Deutung vorzunehmen. Wenn ich mich trotzdem

derselben nicht anschliessen kann, so sind die Gründe, die mich zu dieser Haltung bestimmen, die folgenden: Die weite Verbreitung des Phänomens, die im Zusammenhalte mit der relativ bedeutenden Höhe, in welcher der Staub — den eingegangenen Meldungen zufolge — den Erdboden bedeckte, zu wirklich gewaltigen Ziffern führt, die Gleichartigkeit der Zusammensetzung in verschiedenen Proben, sowie die grosse und sich auch gleichbleibende Feinheit des Kornes. Wenn ich es versuche, ein paar Daten über die Verbreitung und Massenhaftigkeit des gefallenen Staubes zu geben, so kann ich dies nicht anders als unter Beobachtung der grössten Vorsicht thun. Nach den zu Beginn meiner Mittheilungen gegebenen Auseinandersetzungen kann man ein Gebiet als vom Staube des 5. Februar bedeckt ansehen, dessen Länge mindestens etwa von Ratibor bis Szt. Marton, d. i. 125 Kilometer, und dessen Breite zwischen Troppau oder Fulnek und Skotschau 65 Kilometer beträgt. Ich habe mit Absicht den Rautenberg, der gleichfalls von gelbem Schnee betroffen wurde, ausser Rechnung gelassen, indem die Verbindung des Hauptniederschlagsgebietes mit diesem exponirten Punkte nicht genügend sichergestellt ist. Würde ich den Rautenberg bei Hof in Mähren mit einbeziehen, so wäre die Breite mit 90 Kilometer anzunehmen. Indem die Breite des in Ungarn vom Staube bedeckt gewesenen Landstrichs mir nicht genau bekannt geworden, also hier vielleicht eine kleinere gewesen, andererseits, wie wir sahen, auch noch in dem nördlich von Ratibor angrenzenden Leobschützer Kreise die gelbe Schneedecke gelegen hat, mögen sich die diesbezüglichen Zahlen compensiren, so dass für das beiläufige Ausmass der von dem gelben Staube bedeckten Fläche die eben genannten Zahlen gewiss nicht zu hoch gegriffen sind. Demzufolge würde sich ein Ausmass von mindestens 8125 Quadratkilometer oder — behufs leichteren Vergleiches mit analogen Berechnungen früherer Fälle — 140 Quadratmeilen ergeben. Was nun die Höhe der Staubbedeckung betrifft und damit die Bestimmung des Gewichtes der Staubmassen, so sind die wenigen, mir darüber vorliegenden Nachrichten schwer zu einem einheitlichen Calcül zu vereinigen. In der Nachricht aus Niedek wird von der Höhe der gelben Schneeschichte mit 3 Centimeter gesprochen, und in Ratibor wurde die gelbe Schneedecke gar nur mit 1 Millimeter gemessen, nach der Mittheilung des Herrn kgl. ungarischen Meteorologen J. Kurländer aber deckte eine 3 Centimeter hohe Staubschicht den Schnee. Es ist nun ganz unmöglich, daraus etwa ein zutreffendes Mittel zu nehmen, und nur um eine Vorstellung von den Staubmassen zu erhalten, rechnen wir — was nach den gegebenen Zahlen für keinen Fall zu hoch — 1/4 Cubikzoll für die Quadratklafter und erhalten dadurch für eine Fläche von 140 Quadratmeilen eine Staubbedeckung von 1400 Cubikklafter.

Wir kommen somit zu Zahlen [1]), die sich mit der Annahme, dass

[1]) Die von ähnlichen Fällen früherer Jahre gemeldeten Zahlen sind wohl meist grösser; inwieweit dabei eine zu geringe Beschränkung auf die thatsächlich sicherstehende Verbreitung im Spiele sein mag, entzieht sich meiner Beurtheilung. So berechnet Dana (Manual of geology, pag. 631) für den in den obigen Mittheilungen nur ganz flüchtig erwähnten Staub von 1755, der die Gegend des Lago maggiore traf, eine Area von 200 Quadratmeilen und ein Volumen von 2700 Cubikfuss für eine englische Meile, für den Staubfall vom 31. Januar 1848 wurde bei einer Länge von 70 Meilen und einer Breite von 30—50 Meilen ein Flächenausmass von 3500 Quadratmeilen errechnet,

nur Staub der nachbarlichen Felder, der immer und immer wieder aufgewirbelt wurde, hier vor uns liege, nicht vertragen. Diese Massenhaftigkeit, die der Erscheinung das Kennzeichen des Localen nimmt, scheint sich am besten doch nur mit der Annahme zu vereinen, dass die grossen Massen in weiter Entfernung aufgenommen, über ein grosses Gebiet hin von dem südwärts schreitenden Wirbel getragen, einheitlich und gleichartig durchmengt und dann — vielleicht an einem Punkte des Widerstandes, wie es die Höhen der mährisch-schlesischen Karpathen wären — zu Boden sinken gelassen wurden.

Aber neben diesen zu berücksichtigenden Momenten — der gleichartigen Zusammensetzung, des gleichen Korns, sowie der Massenhaftigkeit der Erscheinung — sind noch zwei hervorzuheben, welche sich mir mit der sonst so naheliegenden Annahme, dass Staub der Felder aufgewirbelt wurde, nicht recht vertragen. Das eine Moment ist ein geologisch-petrographisches. Stimmt der Staub, der am Morgen des 5. Februar die Gefilde Preussisch-Schlesiens und die Bergeshänge Oesterreichisch-Schlesiens bedeckte, überein mit dem Staub, wie wir ihn uns als das Derivat der Bodenbedeckung in der Gegend von Ratibor denken müssen? Die geologische Beschaffenheit derselben ist bekannt: Löss auf den Höhen und Flanken der die flachhügelige Landschaft zusammensetzenden Terrainwellen, Schotter und Kies an der Basis der Thaleinschnitte. Von den vereinzelten und nebensächlichen Vorkommen tertiärer Thonbildungen, von Basaltdurchbrüchen, den cretacischen Bildungen u. s. f. ist selbstverständlich abzusehen, wenn es sich um die Erzeugung so gewaltiger Staubmassen handelt, so dass sich die Frage wesentlich dahin zuspitzt: Ist der Staub des 5. Februar als Lössstaub zu bezeichnen? Ich möchte, wie sehr auf den ersten Blick schon allein mit Rücksicht auf die ähnliche Färbung die Bejahung dieser Frage naturgemäss zu sein scheint, doch mit Nein antworten. Ich stütze mich hierbei auf das petrographisch-chemische Bild, welches uns die Staubmassen geboten haben, verglichen mit demjenigen des Löss. Wiewohl sich die mikroskopische Untersuchung des Löss bisher nur wenig bemächtigt hat, ist doch bekannt [1]), dass der Quarz weit überwiegt und daneben, ausser vielen winzigen Glimmerschüppchen noch, wie in den psammitischen Bildungen überhaupt, jene Minerale erscheinen, welche in Folge ihrer grossen Widerstandsfähigkeit allen zerstörenden Einflüssen von Wind und Wasser zu trotzen vermögen, also die Zirkone, Rutile, Granate u. s. f. In dieser Beziehung der qualitativen Zusammensetzung scheint also kein irgend nennenswerther Unterschied gegenüber dem gelben Staub vorhanden. Was mich, und zwar auf Grund der ver-

---

Gümbel citirt für den Fall in Westphalen im Jahre 1859 eine Fläche von 37.270 Quadratkilometer und ein Staubgewicht von 100.000 Centnern. F. Cohn nimmt für den schlesischen Staubfall des Jahres 1864 eine Länge von 40 Meilen und eine Breite von 11 Meilen, mithin ein Gebiet von 400 Quadratmeilen an und berechnet ein Gewicht von 8 Millionen Centnern etc.

Eine interessante Rechnung für den diesjährigen Staubfall findet sich in dem oben erwähnten Aufsatz des „Oberschlesischen Anzeiger", welcher aber nach meinem Dafürhalten zu grosse Zahlen in's Feld führt.

[1]) Vergl. z. B. die diesbezüglichen Mittheilungen Th. Siegert's über den Löss innerhalb der sächsischen Sectionen Mutzschen, Lommatsch und andere.

gleichenden Untersuchungen einer Lössprobe, die vom Gypsbrünnl bei Troppau stammt, veranlasst, den Staub mit Löss nicht zu identificiren, ist das Folgende: Die Quarze sind im Löss grösser und reichlicher vorhanden, sowohl im Vergleich zu denen des Staubes — was schliesslich in Folge der Verarbeitung beim Transport nicht zu verwundern wäre — als auch verglichen mit den übrigen Bestandtheilen, die im Löss wirklich nur die Rolle von äusserst seltenen Gästen spielen, während sie, wie wir sahen, im Staube immerhin eine auch noch neben der Menge des Quarzes beträchtliche Verbreitung besitzen. So konnte ich z. B. in einem Präparate des Löss vom Gypsbrünnl nur das eine oder das andere Korn von Epidot, Zirkon und Turmalin sehen. Eine eigentliche Thonsubstanz ist in dem Löss vom Gypsbrünnl auch nicht vorhanden, während die Quarze hier meist mit einem Häutchen von gelblichem Eisenoxydhydrat überzogen sind. Also nicht in der qualitativen Zusammensetzung scheint mir ein Unterschied vorhanden, vielmehr in den Mengenverhältnissen, die im Detritus des Löss wohl kaum sich so auffällig zu Gunsten der neben Quarz vorhandenen Bestandtheile gestalten dürften. Die anderen Momente, das gröbere und vor allem das unregelmässigere Korn im Löss, sind natürlicher Weise in keiner Weise gegen die Annahme, dass der Staub von Löss überhaupt stammen könne, zu verwerthen, während sie allerdings mir sehr gegen diejenige zu sprechen scheinen, dass der Löss der nächst angrenzenden Gebiete den Ursprung des Staubes darstelle. Doch mag es ja immerhin nichts weniger als beweisend sein, sich nur auf die mikroskopische Betrachtung der einen Lössprobe von Troppau zu stützen; aber auch die besser bekannte und von verschiedenen Punkten studirte chemische Zusammensetzung des Löss will mir nicht mit jener unseres Staubes übereinstimmen. Eine Reihe chemischer Analysen, wie ich sie der „Allgemeinen und chemischen Geologie" von Justus Roth [1]), den Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen und den letzten Jahrgängen des „Jahresberichtes über die Fortschritte der Chemie" [2]) entnehme, weist übereinstimmend einen höheren Gehalt von kohlensaurem Kalk auf als in dem untersuchten Staub vorhanden, so dass Wahnschaffe [3]) in seiner Studie über „die lössartigen Bildungen am Rande des norddeutschen Flachlandes" direct als kennzeichnend für die Lössnatur einen mehr oder weniger hohen Gehalt an Calciumcarbonat (schwankend zwischen 10—36%) hervorhebt. Aber auch in dem Verhältniss zwischen Eisen und Thonerde scheint ein Unterschied vorhanden, indem ersteres in Löss relativ überwiegt.

Allerdings sind nun, wie mir ganz wohl bekannt, die oberflächlichen Theile eines solchen Lössbodens, wie man z. B. für das in Rede stehende Gebiet von Schlesien der bekannten Arbeit Orth's [4]) ent-

---

[1]) A. a. O. II. Bd., pag. 634, und I. Bd., pag. 619.

[2]) Analysen von Sandberger und Wicke, von Hilger, von Lepsius und Reinhardt, von Lange in Tietze's Arbeit „Die geognostischen Verhältnisse der Umgegend von Lemberg etc.

[3]) Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft. 1886, XXXVIII, pag. 356.

[4]) Albert Orth, Geognostische Durchforschung des schlesischen Schwemmlandes. Berlin 1872.

nehmen kann, stets ärmer an kohlensaurem Kalk als die tiefer liegenden, nicht ausgelaugten Partien; aber auch mit dieser Einschränkung scheint mir ein Unterschied immer noch vorhanden, indem ja angesichts der mit Hinblick auf die weite Verbreitung des Schneestaubfalles nothwendigerweise sich ergebenden ausserordentlichen Staubquantität ja doch wohl nicht ausschliesslich die alleroberstsen Partien vom Winde aufgewirbelt und entführt worden sein dürften. Hier muss ich wohl auch darauf zurückkommen, dass Holst gelegentlich seiner Bemühung den grönländischen „Kryokonit" als Moränenschlamm zu deuten, auch die nahen Beziehungen darlegt, die zwischen dem Kryokonit und einem von ihm zum Vergleich herangezogenen Löss von Ebendorf bei Magdeburg bestehen. [1]) Doch habe ich bereits oben erwähnt, dass das mikroskopische Bild des „Kryokonits" nicht ganz das gleichartige Korn zeigt wie jenes des hier untersuchten Staubes, also der Hinweis auf die Holst'schen Ausführungen die hier gegebenen Darstellungen kaum wesentlich zu tangiren braucht.

Doch neben dem Löss spielt in der Bodenzusammensetzung des hier in Frage stehenden Gebietes noch der Sand und sandige Lehm eine nicht unbedeutende Rolle, ich erinnere nur, ganz absehend von den kleinen diesbezüglichen Streifen an der Basis der Lössplateaus, an die breit und lang fortziehenden Gebiete am rechten und linken Oderufer von Oderberg anfangend. Da ist einfach darauf zu verweisen, dass der Sand meist die gleichen Bestandtheile wie der Löss besitzt, nur in durchwegs grösseren Fragmenten.

Schliesslich ist noch eines Umstandes zu gedenken, der übrigens die Beantwortung der ohnehin so misslichen Frage nach der Herkunft des Staubes noch mehr erschwert. Wir dürfen nicht vergessen, der Staubfall erfolgte mitten im strengen Winter, die Berge, sowie vor allem die weite schlesische und die ganze norddeutsche Ebene sind in Schnee gehüllt. Dass freilich auch in schneebedeckten Ebenen, etwa da, wo eine etwas tiefer eingerissene Schlucht, ein Hohlweg in ihrer stärkeren Neigung dem Angriffe des Windes weniger Widerstand entgegensetzen können, dass da der Wind Bestandtheile des Ackerbodens aufnimmt und an einer anderen Stelle wieder zu Boden sinken lässt, das ist ja eine gewiss nicht seltene Thatsache und im Marchfelde z. B. lässt sie sich während der winterlichen Jagden gar nicht so selten wahrnehmen. Doch ist dies, so glaube ich, eine im Verhältniss zu dem hier besprochenen Phänomen so kleinliche Erscheinung, dass ich es wohl aussprechen kann, sie reiche zur Erklärung desselben nicht aus, in wie hohem Grade man auch alle derartigen localen [2]) Einflüsse gelten lassen mag.

Wenn aber nun die verschiedenen structurellen, petrographischen und chemischen Eigenschaften, vor allem die Massenhaftigkeit gegen die Herleitung aus nächster Nähe, also Theilen der nordschlesischen Tiefebene sprechen, wenn diese, sowie höher hinauf die ganze nord-

---

[1]) a. a. O. pag. 47.

[2]) Wie gross die Betheiligung einheimischen Materials sein könne, das local der gleichartigen Staubmasse eventuell beigemengt wurde, wäre vielleicht aus einer Probe der in der Gegend des vulcanischen Rautenberges gefallenen Staubes zu eruiren gewesen. Leider bin ich nicht in den Besitz einer solchen gekommen.

deutsche auf weite Strecken hin mit Schnee bedeckt war, als am Morgen des 5. der gelbe Schneestaub fiel, woher dann endlich derselbe?

Nur mit aller Reserve spreche ich hier die Meinung aus, in den krystallinischen Hochgebirgen von Schweden sei die Heimat des Staubes zu suchen. Herr Hofrath Hann war es, der gesprächsweise mit einem Blick auf die Wetterkarten der fraglichen Tage diese Vermuthung aussprach; der regelmässige Gang des Wirbels, der, wie wir sahen, für die Herleitung des Staubes von Bedeutung ist, weist eben dahin, als das Gebiet, von dem er am 2. Februar ausgegangen. Nur ein Moment, welches allenfalls gegen die Bedeutung, die diesem Wirbel hier zugeschrieben wird, sprechen könnte, ist noch zu erwähnen, wenngleich ich — aufrichtig gestanden — dasselbe nicht ganz entkräften kann. Es betrifft dies das Verhältniss zwischen der Stärke des Windes, der den Staub gebracht, und der Zeit, in welcher derselbe an den verschiedenen Orten niederfiel; ich meine so: von fast allen Punkten wird eine sehr bedeutende Heftigkeit des Sturmes gemeldet (in Troppau notirte die meteorologische Station Morgens 8 Uhr direct Orkan) und doch fiel der Staub in Nordwestungarn frühestens erst in der Nacht nach dem 5. Februar, in dessen Morgenstunden er Schlesien bedeckt hatte. Würde man blos einen Wind leichtesten Charakters, also einen leichten Hauch, der 150 Meter nur in der Minute zurücklegt, annehmen, so müsste er die Entfernung zwischen Schlesien und Ungarn rascher gemacht haben, als der orkanartige Sturmwind und die mittlere Geschwindigkeit, mit der die im Februar constatirten Minima sich fortbewegen, berechnete van Bebber[1]) mit 69·4 Myriameter in 24 Stunden, welcher Zahl etwa 480 Meter in der Minute entsprechen. Ich muss diese Anomalien, die sich vielleicht auch durch mangelhafte Berichterstattung aus den nordwestlichen Gebieten Ungarns erklären mögen, hier ohne weitere Besprechung lassen, vielleicht sind sie dem Meteorologen überhaupt nichts unerwartetes und nur noch daran will ich erinnern, als an etwas ähnliches, dass im Jahre 1848 das deutlich nachgewiesene Fortschreiten des Staubfalles von Schlesien herunter durch Mähren gegen Wien und Ungarn ging, also einer Nordströmung entsprach, während von allen Seiten Südwinde gemeldet wurden! Halten wir uns aber an den die meteorologischen Verhältnisse der fraglichen Zeit weitaus am meisten beherrschenden Factor, die von Schweden süd- und südöstlich fortschreitende Depression und suchen wir im Ausgangsgebiet derselben den Ursprung des Staubes, so haben wir wenigstens ein Erklärungsmoment, gegen welches die mineralogische Zusammensetzung des Staubes, der ein unmittelbarerer Detritus krystallinischer Gesteine[2]) sein mag, als ein solcher, der erst durch den ohnehin schon secundären Löss vermittelt wäre, sowie die chemische Analyse keinen Einwand zu erheben hätte. Und der Weg, den der Staub in diesem Falle zurückgelegt hätte, möchte wohl genügen, ein gleichmässiges Korn, eine gleichmässige Mischung herbeizuführen. Dann wäre es vielleicht auch nicht zu verwundern, warum aus dem nördlichen Theile von Deutschland keine Nachrichten über einen Staubfall eingelangt sind; der in den bedeutenden

[1]) Dass es ein verlorenes Beginnen wäre, im Staube nach specifisch schwedischen Mineralbestandtheilen zu forschen, brauche ich nicht erst zu betonen.

[2]) Zeitschr. d. österreich. Gesellsch. f. Meteor. 1883, XVIII, pag. 279.

Höhen der schwedischen Berge aufgenommene Staub mag hoch über der preussischen Tiefebene dahingeflogen sein, ehe die Berge Schlesiens sich ihm gleichsam entgegenstellten. Und was die früher gestreifte Frage der Bodenbedeckung mit Schnee betrifft, so ist es wohl sicher, dass die Schroffen und Steilwände des Gebirges schneefrei sind, ganz gewiss in höherem Grade als die Tiefebene. Ob aber diese schneefreien Gebirgsantheile hinreichen zur Ableitung so grosser Staubmengen, wage ich nicht zu entscheiden und bleibt ja diesfalls gerade dieser Factor, das Aufwirbeln so grosser Staubmengen in einem schneereichen Winter eines der räthselhaftesten Momente des ganzen Phänomens.

Indem ich dieses Moment der gegen Süd sich bewegenden Depression zur Deutung des Phänomens, zur Eruirung der Heimat des Staubes verwende, muss ich noch für einen Augenblick der Ansichten gedenken, welche Tarry [1]) über jene gerade in den Monaten Februar und März stattfindenden Staubfälle ausgesprochen hat. Er bringt nämlich die in diesen Monaten häufig sich bildenden, von einer ausserordentlichen Depression des Luftdruckes begleiteten Wirbelstürme des nördlichen Europa in Zusammenhang mit dem Sande der Sahara und stützt sich auf die Bulletins der Pariser Sternwarte von den Jahren 1864—1870, die den meisten Depressionen, welche von Afrika nach Europa zogen solche vorangehend zeigen, welche die entgegengesetzte Richtung aufwiesen. Nur der Vollständigkeit halber glaube ich diese Ansichten, die somit jeden oder doch so gut wie jeden Staubregen aus der Sahara [2]) herleiten, deren begründende Factoren auf den ersten Blick Analogien mit den hier erwähnten zu haben schienen, erwähnen zu sollen; denn bei genauerer Einsicht sind ja die Unterschiede (Aufhören der Depression oberhalb des schwarzen Meeres, durchwegs Nordströmung) eclatant.

Wenn ich den oben angestellten Erklärungsversuch — um ja jedes Missverständniss und jede Missdeutung meiner Folgerungen zu verhindern, wiederhole ich es — mit aller Reserve, wie sie eine derartige, leicht zu Phantastereien veranlassende Frage erfordert, wenn ich diesen Erklärungsversuch für den Staubfall vom 5. Februar d. J. als denjenigen, der mir am meisten den thatsächlichen Verhältnissen zu entsprechen scheint, bezeichne, so drängt sich die Frage auf, ob nicht vielleicht für den Fall vom Jahre 1864, der, was Verbreitungsgebiet und mineralogische Beschaffenheit des Staubes betrifft, dem diesjährigen ähnelt, derselbe Erklärungsversuch statthaft sei. Diese Frage ist nun wohl, wie schon oben gesagt werden musste, jedenfalls zu verneinen, indem damals an allen Punkten eine Südströmung den Staub mit sich gebracht hat, daher ohne Zuhilfenahme kühner Speculation nicht ein gleicher Ursprung angenommen werden kann. Daraus allein schon scheint hervorzugehen, dass überhaupt jene Bestrebungen mehr innere Berechtigung haben,

[1]) H. Tarry, Sur les pluies de poussière et les pluis de sang. Comptes rendus etc. 1870 und das Referat von Fritsch im V. Bd. der Zeitschrift der österr. Gesellschaft für Meteorologie, pag. 643.

[2]) Schuster bespricht gleichfalls in seiner oft genannten Arbeit die Analogien, sowie die Verschiedenheiten des „Passatstaubes" und des Saharastaubes und ist hier auch Tacchini's zu gedenken der direct die Analyse eines sicilianischen Staubes mit jener von Saharasand vergleicht, für beide Kalk neben Quarz und Feldspath nachweist und auch im Sande der Sahara „Körner von Meteoreisen" erkennt. Atti della R. accad. dei Lincei. III, Vol. VII, 135.

welche davon abstehen, all den grossartigen Staubfällen eine gemeinsame erläuternde Hypothese zu unterlegen, die vielmehr für jeden einzelnen auf Grund eingehender mineralogischer und chemischer Untersuchung und unter Würdigung aller mitspielenden meteorologischen Factoren die ihm zukommende Deutung zu ergründen suchen. Es wird auch hier wieder, wie in so vielen anderen Gebieten, dieselbe oder doch äusserlich gleiche Erscheinung in verschiedenartiger Weise zu deuten und zu ergründen sein und alle die aufgestellten, freilich aber in den meisten Fällen sofort verallgemeinerten, auf alle analogen Fälle ausgedehnten Hypothesen mögen ja in beschränktem Gebiete ihre Geltung haben. Dort mögen die ewigen Staubdepôts der Atmosphäre, die den Ansichten Ehrenberg's und Tissandier's bei aller Verschiedenheit im Detail zu Grunde liegen, da die Sandmassen der Sahara, dort der Staub weitgedehnter Lösslandschaften das Material geliefert haben, dort mag der Staubfall wieder eine ganz locale Erscheinung sein, in anderen Fällen mögen Tarry's oscillatorische Wirbelbewegungen im Spiele sein oder der Zerfall meteoritischer Massen den Staub, der unseren Boden bedeckt, geliefert haben. Die objective und nüchterne Untersuchung jedes einzelnen, so oft des Räthselhaften genug bietenden Falles allein wird die Kenntniss von diesen, heute doch noch wenig bekannten und für so manche Frage der physikalischen Geologie (ich erinnere nur an diejenige von der Entstehung des Löss) wichtigen Erscheinungen fördern und in diesem Sinne war auch die vorliegende Studie gemeint. Damit sei auch die Länge, die vielleicht auf den ersten Blick einem so unscheinbaren Ding, wie es ein Staub ist, unangemessen scheinen mag, begründet.

Die Sphärenerze von Miess in Kärnten.

Von **August Brunnlechner.**

(Mit 6 Zinkotypien im Text.)

Das Bleierzvorkommen von Miess gehört der oberen Trias an, und zwar einer Stufe, welche den erzführenden Kalken und Dolomiten von Raibl und Bleiberg äquivalent ist. [1])

Im Liegenden des „Hauptschiefers“ oder des darunter folgenden oolithischen Kalkes, der auch wohl ohne Schieferdecke auftritt, brechen in den „erzführenden Kalken“ — einem mächtigen Complex lichter Kalksteine und Dolomite, denen wiederholt schieferige Gesteine von minderer Mächtigkeit „die Lagerschiefer“ interponirt erscheinen — Bleierze unregelmässig ein.

Das erzführende Gestein ist mehrfach von Kluftsystemen durchsetzt und dislocirt; manche dieser Klüfte sind mit Fragmenten des Nebengesteins, mit secundären schieferigen Gebilden „Kluftschiefer“ und Erztrümmern erfüllt; in der Nähe der Erze sind die Kalke meist dolomitisch.

Die Erze finden sich absätzig als Schnürl, Schalen, Knoten und Muggel; den Galenit begleiten: Blende, Galmei, Eisenkies, Wulfenit, Cerussit, Anglesit, Greenokit, Goslarit, Gyps, Limonit, Hämatit und Calcit.

Die Erzführung reicht auf 60—80 Meter in das Liegendgestein des Hauptschiefers; sie ist an einzelne Systeme von Querklüften gebunden

---

[1]) Ueber die Bleierzlagerstätten von Miess berichteten:

Hillinger, Jahrb. d. nat.-hist. Landesmuseums. VI. Heft, 1863.
Gobanz, Jahrb. d. nat.-hist. Landesmuseums. VIII. Heft, 1868.
Gobanz, Grimm's Lagerstätten nutzbarer Mineralien, 1869.
Pošepný, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1873, pag. 407 u. s. f.

Frühere zum Theil auf Miess bezügliche Mittheilungen finden sich auch in Morlot, „Ueber Obir und Petzen“ in Haidinger's Mitth. 1849; ferner in Lipold, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1856; Lipold, Ebenda. 1863, und v. Cotta, Freiberger Berg- und Hüttenm. Ztg. 1863.

und wird insbesonders an den Scharungen solcher mit den Schichtungsflächen des Kalksteins, wohl auch im Schnitte mit Kreuzklüften edel.

In solchen Scharungszonen erweitern sich zuweilen die Klüfte und nehmen dann als Ausfüllung Breccien eines grauen bis schwarzen Kalkes auf.

Im „Miesser Grabenrevier“ wurde durch den Oswaldistollen ein seltenes Erzvorkommen aufgeschlossen, das seiner Eigenart wegen eines allgemeineren Interesses nicht entbehrt.[1])

Der Hauptschiefer streicht hier EW. und fällt steil in Süd; 70 bis 80 Meter im Liegenden tritt parallel mit diesem orientirt abermals Schiefer auf (Kluftschiefer); zwischen diesen beiden Schiefermitteln brechen Bleierze in unregelmässig höhlenartig sich verzweigender Ausdehnung ein. Das Streichen des Erzzuges kann ungefähr im Mittel mit 8^h nach 20^h, das Einfallen in SW. angegeben werden.

Durch diesen Zug setzt eine Kluft, welche geschlossen, aber deutlich erkennbar ist, nach 1^h streicht und in W. fällt.

Die Erze bieten im Allgemeinen nichts Besonderes gegenüber dem sonstigen localen Vorkommen, nur stellenweise finden sich kleinere offene Hohlräume ein, die nebst ocherigen thonigen Sedimenten theils ganz lose, theils an die Hohlraumswandungen verwachsene Dolomitfragmente enthalten; solche haselnuss- bis mehr als faustgrosse, stumpfeckige und stumpfkantige Muggel bergen in ihrer Masse eine mehr oder weniger gerundete und geschlossene Schale von Galenit, oder einen central gelagerten Galenitkern. (Fig. 1 bis 5.) Auch fanden sich nahe den Hohlräumen in der Gesteinsgänze selbst derlei sphärische Erzformen. (Fig. 6.)

Als Bindemittel halbfreier Fragmente und der Erzsphären in der Gänze sieht man körnigen bis späthigen Dolomit. Diese eigenthümlichen Erzmuggel liessen mehrere structurell differente Veränderungstypen erkennen.

Typus I.

(Fig. 1 und 2.) Meist grössere bis faustgrosse Knollen und Fragmente mit centralem lichtgrauen bis weissen feinkörnigen ziemlich festen Dolomitkern, der bei manchen Exemplaren von einzelnen feinen Rissen durchschwärmt ist. Die qualitative Untersuchung ergab neben *Ca*- und *Mg*-Carbonat auch etwas $Fe\,CO_3$, $Al_2\,O_3$ und Spuren von $Si\,O_2$.

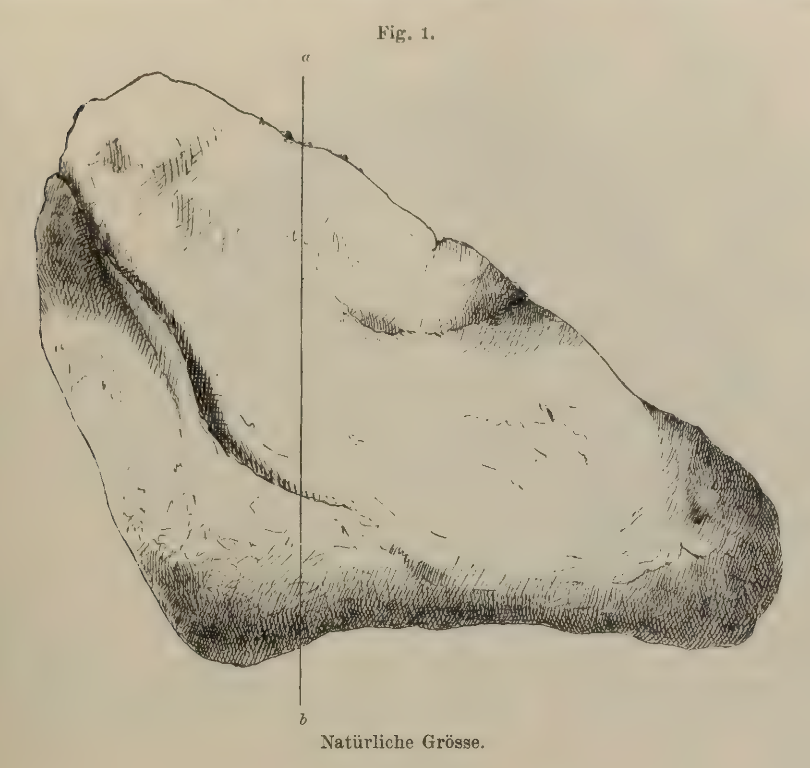
Die Kernränder zeigen sich im Durchschnitte (Fig. 2) im Allgemeinen conform der äusseren Gestalt des Fragmentes, im Detail discontinuirlich mit vielen kleinen Einbuchtungen und Vorsprüngen. Während manche, von wenig Sprüngen durchsetzte Kerne von dem benachbarten Dolomit der Gänze sich kaum unterscheiden, ist bei anderen die Auslaugung des Calciumcarbonates bis zur randlich beginnenden Cavernenbildung vorgeschritten.

---

[1]) Autor, Minerale des Herzogthums Kärnten, pag. 44.

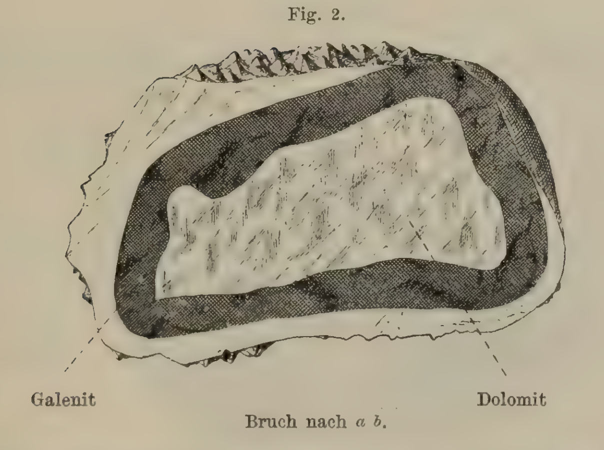
Ueber dem Dolomitkern lagert, diesen fast immer vollends umschliessend, eine rundum nahe gleich starke Schale von Galenit, die bei grösseren Fragmenten stärker, bei kleineren schwächer ist und zwischen $1 \frac{1}{2}$ und

Fig. 1.



Natürliche Grösse.

Fig. 2.



Bruch nach *a b*.

12 Millimeter Dicke schwankt. Die Structur des Galenites ist krystallinisch blätterig, nicht radial, und lässt durch Spaltung eine individuelle Einheit nicht erkennen. Die innere Begrenzung der Schale folgt scharf der

äusseren des Dolomitkernes, nur hie und da dringt das Galenitmagma den feinen Rissen nach ein wenig tiefer in die Kernsubstanz, es hält sich hiebei zunächst den Rissflächen, ohne solche, wenn sie sich zu feinen Spalten erweitern, zu erfüllen.

An manchen Fragmenten bemerkt man örtliche in den Dolomitkern greifende ringförmige Zonen einer gelben Mineralsubstanz, die sich bei näherer chemischer Untersuchung als Greenokit erwies.

Die Galenitschale besitzt nach aussen mehr Continuität, ist gerundeter, mitunter recht regelmässig sphärisch entwickelt; sie lässt sich in kleineren Partien, stellenweise durch Absprengen der überlagernden Hülle blosslegen, wodurch ihre matte, rauhe bis gekörnte Oberfläche sichtbar wird.

Die Galenitschale wird von einer 2 bis 6 Millimeter starken Hülle eines festen körnigen oft gelblich gefärbten Dolomites bedeckt; seltener besteht dieser Mantel aus dichtem dolomitischen Kalk, häufig ist er von feinen Rissen, an deren Flächen *Cd S*-Anflüge sichtbar sind, durchzogen. Die Dolomitdecke sitzt fest auf der Erzschale, an ihrer Oberfläche ist sie drusig, indem sie von Pseudomorphosen, Dolomit nach Calcit, — von letzterem ist ein Scalenoeder erkennbar — besetzt ist. Schwach bräunliche Rinden von Galmei, hie und da auch in Kryställchen, setzen sich stellenweise an der Oberfläche an; ein Anflug von bräunlichgelbem Zinkocker bildet die jüngste Hülle, welche das ganze Fragment überzieht.

Eine von diesem Typus etwas abweichende Form bieten jene Fragmente, deren centraler Kern aus eckigen, theils scharfkantigen, theils angeätzten rundlichen Dolomitpartikeln besteht und welche von Galenitbändern einzeln umrandet sind. Dieser Breccienkern ist wieder von Galenitschalenelementen, die sich zu einer zusammenhängenden Schale vereinigen, umschlossen; die äusseren Hüllen sind jenen des Typus I gleich.

Typus II.

Der Dolomitkern wird nicht von einer ganz compacten Masse gebildet, am Umfange besteht er aus einem feinzelligen Skelet, dessen Cavernen Dolomitasche erfüllt, gegen das Centrum zu geht die Masse durch feinporige Structur in Reste noch dichter aber mürber Dolomitpartien über. (Fig. 3 Querschnitt.)

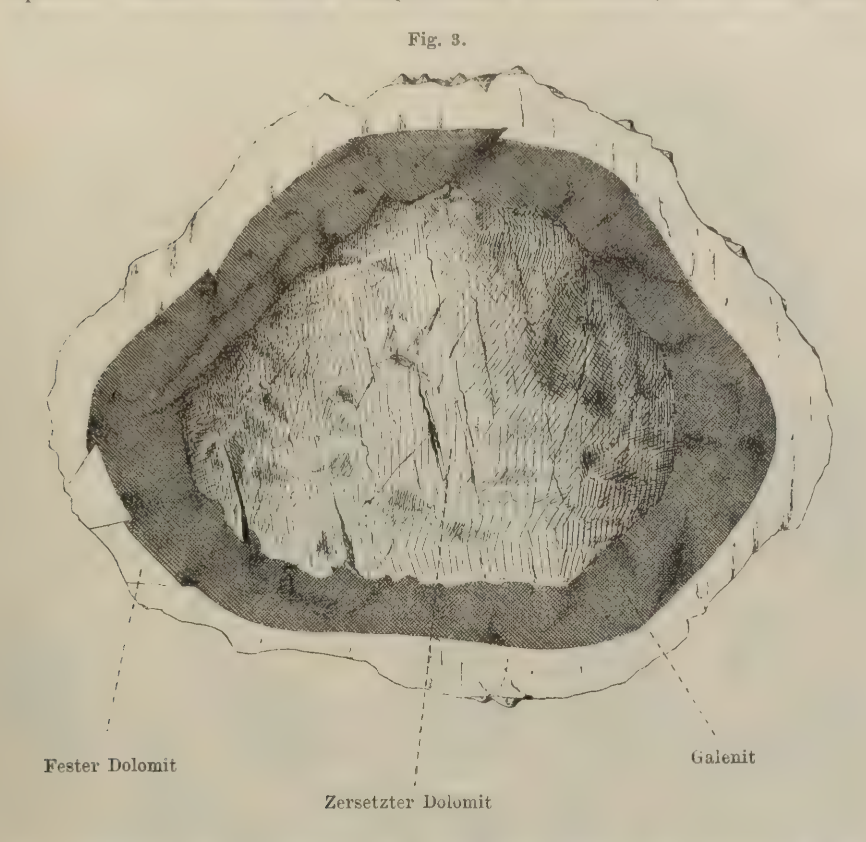
Der Innenrand der Erzschale verläuft hochdrusiger als bei Typus I. Zahlreiche Risse und Klüftchen durchschwärmen die überlagernde Dolomitdecke, sie vorwiegend nach einer Hauptrichtung querend, ein solches Riss-System ist durch Galenithäutchen charakterisirt; sie deuten wohl den Solutionsweg an. Nach derlei Klüftchen springt die Umfangslinie der Erzschale oft um 1 bis 2 Millimeter vor.

Typus III.

(Fig. 4.) Querbruch, Dolomithülle zum Theil abgesprengt.) Im Centrum der Bruchstücke befindet sich anstatt des Kernes ein Hohlraum, welcher zuweilen Reste der ursprünglichen Kernsubstanz enthält, sonst

aber mit Wasser erfüllt ist. Als Neubildung haben sich in einer Art Sphären Drusen undeutlich ausgebildeter Eisenkieskrystalle zum Theil

Fig. 3.



am Innenrand der Galenitschalen, zum Theil aber durchgreifend an erhalten gebliebenen Dolomitresten abgesetzt, ausserdem sieht man daneben

Fig. 4.



ebenfalls auf Galenit haftende poröse gelblichgraue Krusten, deren Substanz sich als cadmiumhältiges Zinksulfid erwies; endlich fanden sich

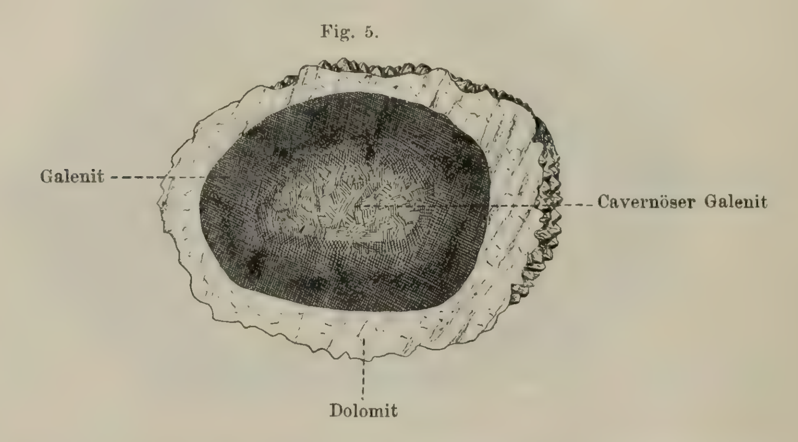
im Hohlraum, von Dolomitresten umschlossen, krystallinische Gypsaggregate ein.

In einer zweiten Art von hohlen Sphären haben sich an den Hohlraumswandungen fast nur Metallcarbonate als: Cerussitkryställchen und Galmei angesiedelt, nur die gelben Greenokitanflüge sind ausserdem an manchen Exemplaren zu bemerken.

Typus IV.

(Fig. 5. Querbruch.) Diese Art von Muggeln besitzt einen cen-

Fig. 5.



tralen Galenitkern, der seltener ganz compact, sondern meist porig struirt, Dolomitpartikel, Galmeizellen, Cerussitkryställchen mit Greenokitanflügen einschliesst. Aeusserlich begrenzt den Erzkern eine Dolomithülle, wie solche allen Arten von Sphärenerzen eigenthümlich ist und bei Typus I beschrieben wurde. Je kleiner der Erzkern, desto compacter ist derselbe im Allgemeinen; grössere Fragmente besitzen entweder einen oder mehrere Gesteinskerne oder zeigen sich, wenn sie vorwiegend Galenitmassen einschliessen, cavernös mit oberwähnten Ausfüllungen.

Recht häufig sind Theile der Sphären nach durchsetzenden Klüften verschoben, oft beträgt die Verschiebung nur wenige Millimeter, anderenfalls ist sie so beträchtlich, dass sie ein Drittel des ganzen Diameters ausmacht, wodurch dann das Innere des Bruchstückes wie durch einen absichtlichen Schnitt freigelegt erscheint.

Den beschriebenen vier Typen ganz ähnlich sind die in der Gesteinsgänze nächst den Hohlräumen eingewachsenen Sphärenerze (Fig. 6); man findet sie als volle stetig gerundete oder auch randlich ausgelappte Galenitkerne von Haselnuss- bis Wallnussgrösse, sowie Bruchstücke solcher in Entfernungen von 3 bis 20 Millimeter eingeschlossen in festem, späthigen Dolomit; ferner auch als central ausgehöhlte Erzschalen, z. Th. erfüllt mit denselben Mineralaggregaten wie solche von losen Sphären eingeschlossen werden; zuweilen sind auch Krusten von Limonit als Einschluss vorhanden, oder es erfüllt

Dolomitspath von derselben Art, wie er die Erzknoten äusserlich verbindet, den Hohlraum. Manche Erzschalen erscheinen bis auf eine minimale Stärke ausgelaugt.

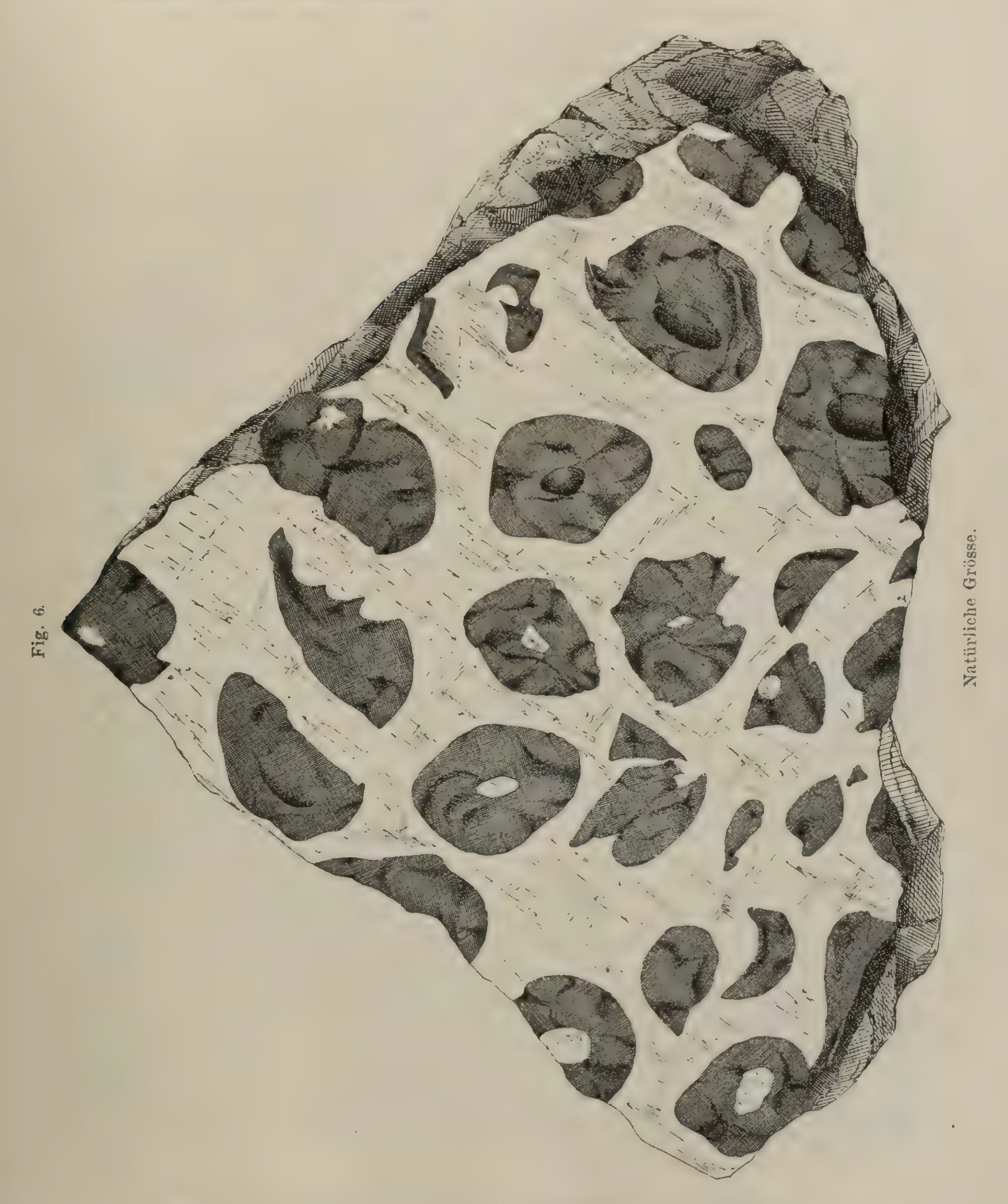


Fig. 6.

Natürliche Grösse.

Innerhalb der cementirenden Dolomitmassen gewahrt man häufig noch die Ueberreste der peripherischen Hüllen ursprünglich loser Erzsphären, welchen die Eigenthümlichkeit anhaftet, dass die incrustirende

Galmeirinde des Mantels, wo dieselbe in von Dolomit nicht ganz erfüllten Drusenräumen, also oberflächlich frei lagert, unverändert blieb, hingegen wurde sie dort, wo sie von Dolomit gänzlich bedeckt ist, in braune krystallinische Blende metamorphosirt; man sieht deshalb in geeigneten Querbrüchen über den Formen des zu Dolomit umgewandelten Calcites die dunkle Blende schriftartig — nach dem Scalenoeder desselben — aus dem weissen Dolomit hervortreten.

Bezüglich der genetischen Bedeutung der Miesser Sphärenerze lässt sich bestimmt erkennen, dass dieselben nicht concretionäre Bildungen sind, als welche sie, gewiss irrthümlicher Weise, von mancher Seite bezeichnet worden sind; hierzu fehlt das Merkmal der Bildung von einem Centrum aus nach auswärts, hingegen ist nicht zu zweifeln, dass der Stärkenzuwachs gegen das Centrum zu erfolgt ist. Ebenso gewiss ist es, dass hier nicht Schalenbildung in präexistenten Hohlräumen vorliegt; einer solchen Annahme widersprächen die Erzsphären der Type I mit einem Gesteinskern von dichtem oft grauen dolomitischen Kalk, der sich auf den ersten Blick von dem jüngeren späthigen Dolomit mancher Sphärenfüllung unterscheidet und mit dem festen Dolomit des Nebengesteins identisch ist.

Man muss annehmen, dass diese Bildungen secundäre und metamorphische sind, dass der Auflösung der Carbonatmolecüle des *Ca* und *Mg* ein Absatz von *Pb S* unmittelbar nachfolgte; eine solche Verdrängung lässt sich unter den obwaltenden Verhältnissen auch unschwer erklären. Durch Dislocationen veranlasst erfolgte vorerst die Fragmentirung des Gesteins, sie führte zu völliger Loslösung einzelner Bruchstücke; in solchen circulirte, begünstigt durch feine Risse, das aus dem wasserreichen Hangendschiefer zusitzende Wasser, wodurch die Dolomitisation eingeleitet wurde. Ueber die Art der internen Wassercirculation, die bei Geschieben endlich zur Hohlraumsbildung führt, berichten W. v. Haidinger[1]), H. Laspeyres[2]), Gümbel[3]) und Höfer[4]).

Diese Erklärungsversuche sind auch zum Theil auf die Miesser Fragmente anwendbar. Erst ergaben sich die mürberen dolomitischen Gesteinstrümmer; die intermittirende Wasserzufuhr konnte in Trockenperioden ein Austreten der Carbonatlösungen vom Centrum des Fragmentes gegen die Peripherie hin, somit einen äusseren dolomitischen Mineralabsatz — die Rindenbildung — bewirken. Die zufliessenden Wässer brachten aus den hangenderen primären Sulfuretdepôts das Blei als Sulfat, aus welchem im Contact mit den bituminösen Substanzen des Dolomites Bleisulfid regenerirt werden konnte; hierbei ergab sich aus den kohligen Substanzen gleichzeitig Kohlensäure, wodurch der weiteren Bildung von Bicarbonaten des Calciums und Magnesiums und ihrer Lösung, und zwar in dem Masse Vorschub geleistet wurde, als die Reduction des Bleisulfates, das heisst die Erzpräcipi-

---

[1]) Sitzungsberichte d. k. Akad. d. W. XXI. Bd., pag. 480.
[2]) Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft. XVII. Bd., pag. 619.
[3]) Ebendaselbst. XVIII. Bd., pag. 299.
[4]) Min. und petrogr. Mittheilungen. 1879, pag. 325 u. s. f.

tation fortschritt. Die Structur der Sphärenerze lässt derartige Vorgänge mit grösster Wahrscheinlichkeit voraussetzen.

Es frägt sich allerdings, ob die bituminösen Substanzen des Dolomites allein zur Präcipitation verhältnissmässig so starker Galenitschalen auszureichen vermochte. Es ist aber eine bekannte Thatsache, dass krystallinische Absonderungen — wenn solche einmal an irgend einer Stelle der Niederschlagszone begonnen haben, sich an derselben Stelle fortsetzen, wenn sich später auch andere aber zur Präcipitationsbildung derselben Substanz geeignete Factoren zusammenfinden. Diesbezüglich ist von besonderer Bedeutung das häufige Eisenkiesvorkommen unter dem Hauptschiefer und der noch tiefer liegende von organischen Resten durchsetzte Oolith. Die niedergehenden Tagwässer verwandeln den Eisenkies in Sulfat, welches sich mit Kalk zu Gyps und Brauneisenstein umsetzt: im Oolith kann das Calciumsulfat zu Schwefelcalcium reducirt werden [1]) und dieses vermag die Bleilösnng zu fällen, indess gleichzeitig Gyps, beziehungsweise Calciumcarbonat, wenn eine $Pb\,CO_3$-Lösung angenommen wird, regenerirt wird.

Endlich kann auch ohne Vermittlung des Kalkes die Präcipitation von Bleisulfid erfolgen, wenn die durch die Oxydation des Vitriolkieses gebildete Schwefelsäure, oder ein saures Sulfat [2]) auf noch unzersetzten Kies einwirkt; hierbei würde auch Schwefel als solcher abgeschieden. Ich habe mich durch ein einfaches Experiment von der Möglichkeit einer derartigen Zersetzung überhaupt überzeugt, — andererseits ist das Vorkommen von gediegenem Schwefel in Hohlräumen des Miesser Galenites ebenfalls bekannt. [3]) Meinen Versuch führte ich folgendermassen aus. Auf eine Glasplatte streute ich eine dünne Schichte gepulverten Cerussit, bedeckte diesen mit Filtrirpapier und breitete auf solchem gepulverten Markasit aus; das Ganze benetzte ich zeitweise mit Wasser, damit die Probe stets feucht erhalten blieb. Schon nach einer Woche bräunte und schwärzte sich das Bleicarbonat unter der Einwirkung des gebildeten Bleisulfides. Mit Pyrit gelingt der Versuch nicht.

Die Bildung der Galenitschalen der Miesser Sphärenerze lässt somit bei Berücksichtigung der einspringenden Factoren gewiss eine plausible Erklärung zu.

Bei kleinen Fragmentarindividuen reichte die Galenitsubstanz zur völligen Kernfüllung aus, bei grösseren aber, oder durch das Zurücktreten eines auf die Präcipitation einflussnehmenden Factors ergab sich nur eine Erzschale. Später wurden Eisenkies und Blende präcipitirt.

Das Vorhandensein von Gyps erklärt sich z. Th. schon aus Obigem, sowie aus der Degeneration der Sulfurete durch athmosphärisches Wasser neben Dolomit. An günstigen, wasserreichen Spalten nahe gelegenen Stellen folgte nach Absatz der Sulfurete die mehr oder weniger vollkommene Auslaugung des Gesteinskernes, dann die Degeneration der Erzschale vom Centrum aus nach auswärts, die Besiedelung des Hohlraumes mit Cerussit und Galmei, sowie die Umwandlung des Eisenkieses in Limonit.

---

[1]) Bischof, III. Bd., pag. 723.

[2]) Künstliche Ferrisulfatlösungen reagiren bekanntlich stark sauer.

[3]) Autor, Min. d. Herzogthums Kärnten, pag. 85.

Schliesslich wurden die Calcithüllen in Dolomit verändert und die Fragmente theilweise oder auch gänzlich von Dolomitspath cementirt. Sonach lässt sich die Bildungsgeschichte der Miesser Sphärenerze kurz in Folgendes zusammenfassen:

1. Fragmentirung des Gesteines.
2. Dolomitisirung und Rindenbildung.
3. Verdrängung von Dolomit durch Galenit.
4. Bildung von Eisenkies und Blende.
5. Auslaugung der Sphärenkerne, Bildung von Gyps und der Carbonate (local); Galmei und Cerussit.
6. Absatz von Dolomitspath in den Hohlräumen und Cementirung loser Sphären (local).

In die letzte Veränderungsphase fällt die Bildung einer zweiten Sulfuretgeneration mit Blende und Greenokit.

Geologische Mittheilungen aus dem Werfener Schiefer- und Tertiär-Gebiete von Konjica und Jablanica a. d. Narenta.

Von **A. Bittner.**

(Mit 2 zinkotypirten Profilen.)

Im Monate Juni des vergangenen Jahres (1887) hatte ich Gelegenheit, einige Theile des Werfener Schiefer- und Tertiärgebietes an der mittleren Narenta, dessen Lage durch die Ortschaften Konjica, Jablanica und Doljani-Soviči annähernd bestimmt wird, ein wenig eingehender kennen zu lernen, als das während der Uebersichtsaufnahme im Jahre 1879 geschehen konnte. Es sind diese Beobachtungen zugleich geeignet, den auf Grund der erwähnten Uebersichtsaufnahmen hergestellten geologischen Kartenentwurf für die in Rede stehende Gegend in mehreren Punkten zu modificiren, weshalb sie im Nachstehenden zusammengefasst werden sollen.

Das Thalgebiet der Narenta lässt sich, vom geologisch-orographischen Standpunkte aus, in drei wesentlich verschiedene Abschnitte gliedern, welche man dem gewöhnlichen Sprachgebrauche folgend als Oberlauf, Mittellauf und Unterlauf bezeichnen kann.

Das Quellgebiet und der Oberlauf der Narenta liegt in jener Flyschzone, welche (vergl. Jahrb. d. geol. R.-A. 1880, pag. 235 ff.) sich zwischen dem Čemernosattel und der Gegend von Ulog erstreckt und das hercegowinische Karstgebiet im Süden von dem wohl vorherrschend aus Triaskalkmassen bestehenden Hochgebirge der Tovarnica- und Dumoš-Planina im Norden trennt. Bei Ulog erreicht diese Flyschzone ihr Ende und hier wendet sich die Narenta in scharfem Buge nördlich in das Kalkgebiet hinein, das sie in einer wilden und unwegsamen Schlucht von ostwestlicher Richtung durchbricht, bis sie bei Glavatičevo eine sehr auffallende tectonische, mit einer nordwestlichen Einsenkungszone verbundene Störungslinie erreicht, welche sie aber nicht benützt, sondern sich abermals nördlich davon ihren Lauf in grösstentheils dolomitischen Triaskalkmassen auswühlt. Vor Konjica trifft der Lauf der Narenta ein zweitesmal auf jenen schon

von Glavatičevo herziehenden Werfener Schieferzug. Sie verlässt ihn aber nochmals auf eine kurze Strecke, gräbt sich sodann in der Tertiärausfüllung des Beckens von Konjica ihren Weg und gelangt endlich bei Ostrožac in den Schiefer selbst und in seine Begleitgesteine. Hier, an der Grenze zwischen hercegowinischem und bosnischem Gebiete, nimmt sie ihre bedeutendsten Zuflüsse, die Neretvica (kleine Narenta), die mächtige, ganz auf bosnischem Boden fliessende Rama und die Doljanka in kurzen Zwischenräumen nach einander auf und beginnt, nachdem sie dergestalt alle verfügbaren Kräfte gesammelt und ihren Lauf rasch gewendet hat, das gesammte Kalkgebirge, welches sie soeben von aussen nach innen passirt hat, nochmals und in umgekehrter Richtung, von innen nach aussen, zu durchbrechen. So entsteht das berühmte Narentadefilé oberhalb Mostar, an dessen Ausgange im Bjelopolje die Narenta ihrem eigenen Laufe bei Glavatičevo auf 22 Kilometer Entfernung nahekommt, während sie zwischen Glavatičevo und Bjelopolje einen Weg zurückgelegt hat, welcher wohl dem vierfachen Betrage jener Distanz gleichsteht. Der Mittellauf der Narenta, derjenige Theil ihres Laufes, in welchem sie vorzüglich triadische Gesteine durchbricht, besitzt demnach die Form einer riesigen Schlinge. Der Unterlauf, von Bjelopolje über Mostar zum Meere, ist vorherrschend im Karstterrain eingeschnitten.

Der Mittellauf der Narenta oder die grosse Narentaschlinge zerfällt naturgemäss wieder in 3 Abschnitte, die obere Kalkschlucht auf der Strecke Ulog-Glavatičevo-Konjica, das Tertiär- und Schiefergebiet zwischen Konjica und Jablanica und das grosse Defilé unterhalb Jablanica. Der mittlere Antheil ist es, der uns hier beschäftigt. Es ist zugleich der schönste Theil nicht nur des Narentagebietes, sondern — soweit er überhaupt auf hercegowinischem Boden liegt — zugleich der schönste, fruchtbarste und meistversprechende Theil der ganzen Hercegowina. Es ist ein Stück fruchtbaren bosnischen Bodens, welches da in Folge der natürlichen orographisch-hydrographischen Verhältnisse, und auf Grund der politischen Abgrenzung an die grosse hercegowinische Steinwüste angegliedert worden ist. Die dinarische Hauptkette, resp. die ihr aufsitzenden Kalkmassen sind hier von einer breiten Scharte unterbrochen, in welcher das ausgedehnte Schiefergebirge der oberen Bosna in das Narentagebiet herübergreift; herüben wie drüben haben überdies mächtige Süsswasserablagerungen der jüngeren Neogenzeit die theilweise beckenartig erweiterten Flussthäler erfüllt. Eine derartige Süsswasserbeckenbildung hat auch in diesem nördlichsten und innersten Theile des Narentalaufes stattgefunden, muthmasslich gestaut zu einer Zeit, in welcher die Durchnagung des grossen Defilés erst begonnen hatte. Die Absätze zeigen sich bereits oberhalb Konjica, im Nordosten sowohl als im Südosten, und sind nach dieser Richtung hin noch nicht genügend verfolgt worden. Auf den Höhen westlich und nordwestlich von Konjica bilden sie mächtige zusammenhängende Ausfüllungen, westlich des Neretvicathales erheben sie sich zu bedeutenden Höhen und setzen in mehr oder weniger zusammenhängender Weise fort über Prozor in den grossen oberen Thalkessel der Rama, wo sie wieder ausgedehnte Verbreitung gewinnen. Einige Daten über die Verbreitung und Abgrenzung dieses Tertiärgebietes, speciell der näheren Umgebung von Konjica, werden später mitgetheilt werden; im Ganzen und Grossen

dürfte das, was über die Verbreitung dieser Gebilde im Jahrb. 1880, pag. 251, unter dem Schlagworte „Neogene Süsswasserbildungen von Konjic-Rama“ mitgetheilt wurde, richtig sein. Ueber die Localität Džepe im Nordosten von Konjica (l. c. pag. 252 ff., als Žepy angeführt) wurde vor Kurzem (Verhandl. 1887, pag. 289) wieder eine Notiz veröffentlicht, resp. ein Beitrag zu der daselbst auftretenden Tertiärfauna gegeben.

Es sei gleich hier bemerkt, dass die mittlere Narentagegend, so weit sie hier besprochen werden soll, in meinem Berichte über die Uebersichtsaufnahme des Jahres 1879 (im Jahrb. 1880) an folgenden Stellen behandelt wird:

pag. 191—197 (paläozoische Schiefer und Werfener Schiefer);
pag. 202—206 (Werfener Schiefer);
pag. 219, 221, 222, 227 (Triaskalke);
pag. 251—254 (Süsswasserneogen);
pag. 261 (Schotterterrassen der Narenta).

Die nachfolgenden Mittheilungen betreffen grösstentheils nur das Verbreitungsgebiet des Werfener Schiefers und zum Theil auch jenes der Süsswasserablagerungen.

Das zu besprechende Gebiet zerfällt durch eine sehr auffallende geologische und orographisch-hydrographische Scheidelinie in zwei Hauptabschnitte, einen kleineren östlichen und einen ausgedehnteren westlichen. Jene Scheidelinie, welche in fast genau nordsüdlicher Richtung verläuft, wird im Norden der Narenta durch das Thal der Neretvica und durch die Bogšavicahöhen westlich von deren Unterlaufe, südlich der Narenta durch den mit der Bogšavica Planina zusammenhängenden Kalkzug bei Ostrožac, welcher gegen die Velika Rečica (1447 M.) und den grossen Prenj (1992 M.) fortsetzt, gebildet.

I. Terrainabschnitt östlich der Neretvica.

Die Hauptkette der dinarischen Alpen wird südlich des bekannten Erzdistrictes von Fojnica-Kreševo nicht von Triaskalkgipfeln, wie sonst fast in ihrer ganzen Erstreckung, gebildet, sondern die paläozoischen Schiefergebilde des Erzdistrictes reichen über die Höhen der Ivan Planina, Bitownia und Pogorlica Planina, der Vitreuša Planina u. s. f. in das Thalgebiet der Narenta hinüber, werden grösstentheils erst hier von Werfener Schiefern überlagert, welchen sodann einzelne Denudationsrelicte von Triaskalken aufsitzen und senken sich sammt diesen nördlich vom Narentalaufe gegen S., resp. SW. herab in einer Linie, die von SO. nach NW. verläuft und welche durch die Ortschaften Ovčari, Homolje-Mihovči, Nevizdrače, Seonica und Podhum markirt wird. Diese Linie ist eine so scharfe und geradlinige, dass man ihr ohne Zweifel eine geotektonische Bedeutung zusprechen darf, die Bedeutung einer auf eine grössere Strecke hin erfolgenden regelmässigen Beugung der gesammten Schichtmassen. Sie tritt um so schärfer hervor, als sie fast durchaus mit der Anlagerungsgrenze einer grossen Tertiärmasse, welche südlich von ihr sich ausbreitet, zusammenfällt. Bei Konjica selbst, im Treščanicaeinschnitte und östlich davon, reichen die Triasdolomite des von N. her sich herabbeugenden Gebiets-

antheiles bis an die Narenta hinab, welche von Konjica abwärts bis gegen das Orahovičkopolje (die Thalerweiterung am linken Narenta-ufer vor dem Ausgange des Orahovicapotok) darin eingeschnitten ist und steigen südlich der Narenta bei entgegengesetztem, nördlichem Verflächen wieder an, gegen das Hochgebirge der Prenjplanina hinaufstrebend. Doch besteht zwischen dem Triasdolomitzuge an der Narenta unter Konjica und dem darüber aufragenden Hochgebirgsabfalle kein directer Zusammenhang, indem sich eine im Ganzen und Grossen anticlinale Zone dazwischen einschiebt, in welcher nun in beträchtlicher Breite die Werfener Schieferunterlage zu Tage tritt. Das ist das Gebiet der Bergdörfer Turia, Zabrdje und Zaslivlje, welches bis in das Thal von Orahovica (NW.) reicht, selbst aber nur als der nordwestliche Antheil eines ausgedehnten Werfener Schieferaufbruches erscheint, der bereits in der Gegend von Glavatičevo beginnt und über die Höhen von Borke gegen das grosse Bjelathal südlich von Konjica herüber zieht, von wo er sich mit dem grossen Schieferdistricte von Turia in Verbindung setzt. Ueber diese Vorkommnisse von Werfener Schiefern und ihre Petrefactenführung wolle man Jahrb. d. geol. R.-A. 1880, pag. 206, vergleichen.

Im südöstlichen Theile des Werfener Schieferaufbruches von Glavatičevo-Borke-Orahovica, also speciell im Gebiete der erstgenannten beiden Ortschaften, ist die Lagerung der Werfener Schiefer gegenüber dem nördlich viel tiefer liegenden Triasdolomite ohne Zweifel eine abnormale, durch eine dazwischentretende Störungslinie bedingte. Diese Störungslinie dürfte auch noch bei Konjica selbst vorhanden sein, dessen südöstlicher Antheil selbst schon auf Werfener Schiefer liegt, an den in einer ganz unvermittelten Weise hier die dünne Dolomitplatte des linken Narenta-Ufers sich anlegt. Erst weiter gegen W. wird die Mächtigkeit derselben bedeutender, aber noch im Graben des Drečelipotok (Zaslivljegebiet) scheint die Ueberlagerung des Werfener Schiefers durch den nördlich vorliegenden Dolomit keine ganz normale zu sein; im Graben von Orahovica jedoch dürfte die Störung sich bereits ausgeglichen haben und eine regelrechte Ueberlagerung stattfinden, wofür auch das Auftreten schwarzer Kalke vom Typus der Guttensteiner Kalke, welche Petrefactenspuren nach Art der Reichenhaller Kalke (vergl. Verhandl. 1886, pag. 445) führen, zwischen Werfener Schiefer und Dolomit spricht. Diese Kalke spielen nämlich eine grosse Rolle in dem Gebiete der Trešanica nördlich von Konjica, also im nördlichen, gar nicht weit entfernten Flügel der Mulde von Konjica.

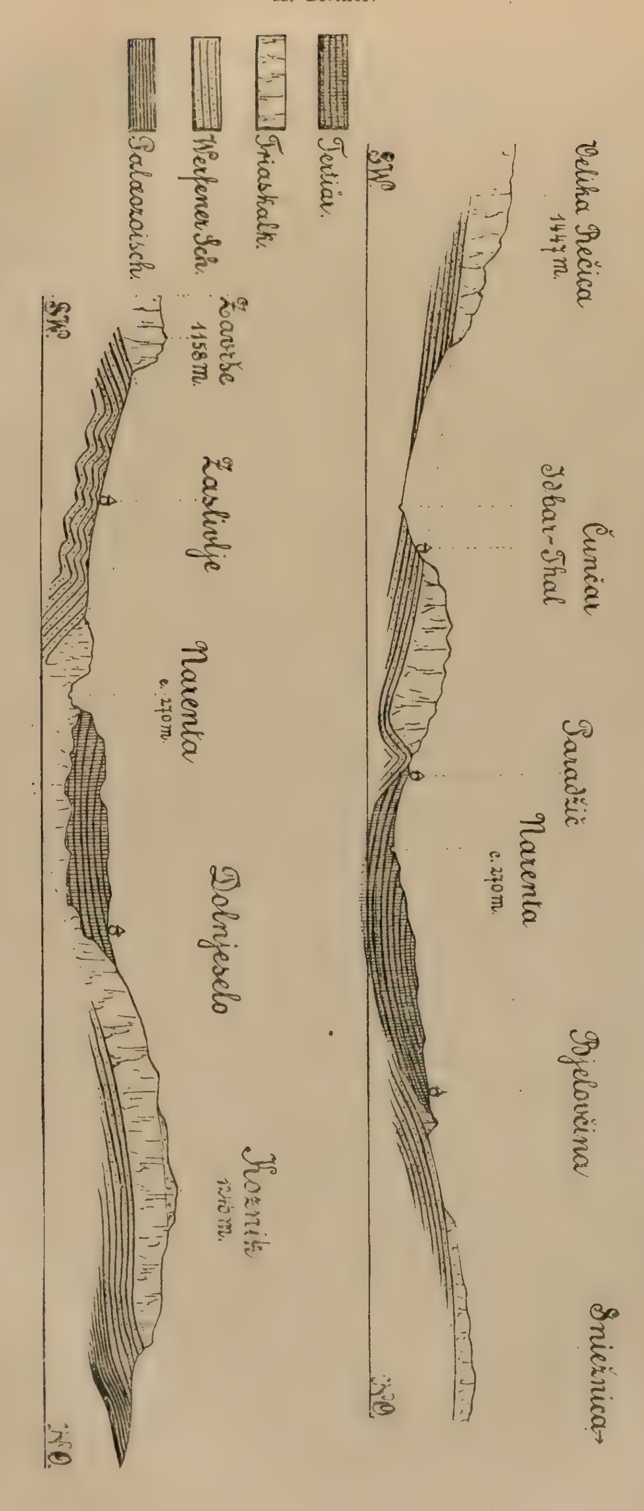
Der Werfener Schieferaufbruch von Turia-Zaslivlje, dessen horizontale Breite im Profile von Konjica mehr als 3 Kilometer in der Luftlinie beträgt, wird, wie es scheint, im S. normal von den Kalkmassen des Hochgebirges überlagert. Von Konjica selbst gesehen wird dieser sehr bedeutende Werfener Schieferaufbruch durch die vorliegende Dolomitkette des linken Narentaufers fast vollkommen gedeckt und diese Abhänge der Narenta erscheinen als ein recht steriles, felsiges Terrain. Hat man aber die felsigen Ausgangsschluchten der von S. herabkommenden Bacheinrisse passirt, so ändert sich das landschaftliche Bild wie mit einem Zauberschlage in der erfreulichsten Weise. Die S.-Abhänge derselben Bergkette, welche gegen die Narenta gekehrte

wüste Dolomitabhänge zeigt, erscheinen über und über von prächtigen Weinbergen eingenommen, wasserreiches, fruchtbares Hügelland mit blühenden Culturen umgibt die Ortschaften und zerstreuten Häusergruppen. Einzelne Punkte, so das obere Orahovica, sind geradezu reizend gelegen.

Ueber diesem schönen und fruchtbaren Berglande erhebt sich im S. als geschlossener Felswall die Ljubina Planina, eine Vorkette des Prenj. Westlich des Thales von Orahovica greift der Kalk dieser Vorkette nach N. vor und vereinigt sich mit dem Triaskalke und Dolomite des Narentazuges, so dass der Werfener Schieferaufbruch hier sein nordwestliches Ende erreicht, indem er unter den Triaskalk und Dolomit hinabtaucht. Aber der westlich benachbarte Thaleinriss des grossen Idbarpotok reicht ebenfalls tief genug hinab, um dem Thale von Orahovica correspondirend den Werfener Schiefer abermals zum Aufschlusse zu bringen. Bereits unterhalb Dolnjeselo (Čunčar), der untersten Ortschaft des inneren Idbarthales, reicht der Werfener Schiefer in verschiedenen, unregelmässigen Aufschlüssen stellenweise beträchtlich hoch an die Gehänge hinauf. Der linke Abhang des Idbarthales wird von der Velika Rečica, deren Kalkmasse flach gegen N. abdacht, gebildet. Sie trennt diesen zuletzt erwähnten Werfener Schieferaufbruch des Idbarthales, dessen Erstreckung thalaufwärts noch zu verfolgen bleibt, von einem grösseren und ausgedehnteren Werfener Schiefergebiete weiter im W., jenem vom Jablanica, dessen östliche Erstreckung bis in die oberen östlichen Quellbäche des Bilipotok bei Glogošnica reicht. Meine frühere Annahme (Jahrb. der geol. R.-A., 1880, pag. 205), dass das Werfener Schiefergebiet von Jablanica über die Höhen von Dobrogošće längs des Fusses des Prenj nach O. sich unmittelbar mit dem Werfener Schieferaufbruche von Orahovica-Zaslivlje verbindet, ist demnach irrig; der oberflächliche Zusammenhang beider Schiefergebiete wird in doppelter Weise, sowohl östlich als westlich vom Idbarthale durch vom Prenj gegen N. sich vorschiebende Kalkketten unterbrochen, doch sind diese beiden Unterbrechungen wenigstens stellenweise, so südlich der Velika Rečica, offenbar recht schmale.

Es sind demnach in der westlichen Umgebung von Konjica zwei Schieferregionen zu verzeichnen, eine n ö r d l i c h e, welche sich im oberen Trešćanicathale ausbreitet, im Stocke des Koznik und der Snieżnica von Triaskalken und Dolomiten überlagert wird und mit diesen in der Linie Ovčari-Homolje-Bjelovčina unter das Tertiär hinabtaucht, westlich des grossen Kraljušćicathales von Kalküberdeckung fast frei den paläozoischen Gesteinen aufruht und in der geraden Fortsetzung jener Linie bei Nevizdrače, Seonica und Podhum vom Tertiär überdeckt wird — und eine s ü d l i c h e, das Schiefergebiet von Turia, Zaslivlje und Orahovica und seine isolirte Fortsetzung im Idbarthale. Die nördliche Region besitzt ein südliches Einfallen; das Einfallen der südlichen Region ist ein anticlinales und ihre nördliche, resp. nordöstliche Begrenzung geht gegen SO. in eine Bruchlinie über. Ein Blick auf das beigegebene Profil (pag. 326) über Zaslivlje-Dolnjeselo (Homolje) wird diese Lagerungsverhältnisse erläutern.

Es sollen noch einige Einzelbeobachtungen über das Werfener Schiefergebiet südwestlich von Konjica folgen.


Velika Rečica
1447 m.
Idbar-Thal
Paradžić
Narenta
c. 270 m.
Bjelovčina
Sniežnica
SW.
NO.
Tertiär.
Triaskalk.
Werfener Sch.
Palaeozoisch.
Zaslivlje
Narenta
c. 270 m.
Dolnjeselo
SW.
NO.

Einer der besten Aufschlüsse des Werfener Schiefers liegt hier im Drečeljpotok, der westlich von Konjica aus dem Gebiete von Zaslivlje herabkommt. Am Ausgange dieses Grabens reicht der Dolomit besonders an der linken Seite ziemlich tief hinein. Ohne dass man ein Zwischengestein beobachtet, folgen weiterhin Werfener Schiefer, die in enormer Mächtigkeit, welche sich vielleicht durch hie und da eintretende Beugungen erklären lässt, bachaufwärts anhalten. Aeltere Schiefer sind nicht beobachtet worden und scheinen auch nicht erreicht zu werden. Höher wendet sich das Einfallen und wird ein südliches. Petrefacten sind allenthalben nicht selten; die typischen südalpinen rothen Gasteropodenoolithe, eine sehr auffallende Gesteinsentwicklung, wurden, aber nur in Blöcken, die wohl aus den höheren Lagen des südlichen Flügels der Anticlinale stammen mögen, ebenfalls beobachtet. Südöstlich von Zaslivlje und südwestlich von Zabrdje, auf dem scharfen Querrücken von Zabrdje selbst, welcher das Zaslivljegebiet vom Turiagebiete trennt, liegen die Werfener Schiefer sehr flach und bieten von Weitem den Anblick hellgefärbter Tertiärmassen. Hier und da entspringen im Drečeljpotok, sowie in dem benachbarten Graben von Turia, Kalktuff absetzende Quellen. In den vom Felskamme Zaviše der Ljubinaplanina herabkommenden Geröllehalden sind meist helle Kalke vertreten, darunter auch weissröthliche, Hallstätter Kalken ähnliche, mit Spuren von Petrefacten; dunkle Kalke fehlen aber ebenfalls nicht. Der Werfener Schiefer reicht noch hoch über die Position von Turia hinauf; über ein Eisensteinvorkommen, welches darüber liegt, wurde bereits im Jahrb., 1880, pag. 227, berichtet.

Der Bach von Turia (Kavalapotok) schliesst den Werfener Schiefer in ähnlicher Lagerung und Ausbildung wie der Drečeljpotok auf. Auch hier sind Petrefacten nicht selten, aber sie sind nirgends von besonders guter Erhaltung. Auch in diesem Graben habe ich keinerlei Spur eines älteren Schieferniveaus constatiren können; es ist durchaus nur Werfener Schiefer aufgeschlossen. Ich lasse dahingestellt, ob der von mir im Jahrb. 1880, pag. 205, erwähnte paläozoische Schiefer südöstlich von Konjica zwischen Turia- und Bielapotok wirklich bereits einem so alten Niveau zufällt. Von diesem Punkte bis zur Stadt Konjica steht am Narenta-Ufer nur Werfener Schiefer an.

Was nun die im nördlichen Werfener Schieferdistricte vertretenen Aufschlüsse und Gesteine betrifft, so ist mir nur wenig von diesen bekannt geworden. Eine Untersuchung des oberen Trescanicathales allein würde eine sehr beträchtliche Zeit in Anspruch nehmen und vor allem eine genügende Kartengrundlage erfordern. Beides stand mir nicht zu Gebote. Der untere Theil des Trštenicathales oder Treščanicathales (ich verweise hier auch auf Jahrb. 1880, pag. 191 und 202; das Trštenicathal erscheint an diesen Stellen als Tešanicathal) ist in Triasdolomit eingerissen, über dessen vielfach unregelmässig erodirter Oberfläche das Tertiär eingelagert ist. Bei Han Kanjina etwa taucht der Werfener Schiefer darunter empor, vielleicht auch noch ein wenig weiter thalaufwärts, da ober dem Han an der Strasse noch knolliger schwarzer Kalk vom Aussehen des Muschelkalkes ansteht. Derselbe hat hier eine beträchtliche Verbreitung; alle Bäche führen ihn, besonders die gegenüber von der Mündung des grossen Brčanskipotok herabkommenden

rechtsseitigen Bachläufe der Gegend von Vrbljani. Auf dieser Seite erscheinen die Dolomitmassen mehr zerstückt und in einzelne Kuppen aufgelöst (so östlich bei Vrbljani), während im Osten das Kalkgebirge die zusammenhängende Masse der hohen Preslica Planina bildet, die einerseits mit der Bjelašnica und der Treskavica zusammenhängt, andererseits (gegen Süden) sich zur Džepska planina herabsenkt. Dieselbe ist fast durchaus kalkiger Natur bis zu den Abhängen oberhalb Džepe; noch südlich von Džepe tritt viel Kalk auf; erst im Graben gegen Konjica hinab und in dem westlich in die Trescanica ausmündenden Džepski potok ist der liegende Dolomit aufgeschlossen. Im Džepskipotok bildet derselbe pittoreske Felspartien. Auch hier finden sich an einer Stelle (bei Zivanje) Quellen mit reichem Kalktuffabsatze, der wie überall als Baustein gebrochen und verwendet wird.

Nahe oberhalb der Häusergruppe und Thalausweitung am Zusammenflusse der Bäche von Vrbljani und Brčani beginnt im Thalgebiete der Trescanica der alte Schiefer sich herauszuheben, über dessen Entwicklung im Jahrb., 1880, pag. 190, einige Beobachtungen mitgetheilt werden konnten. Die Einschartung des Ivansattels übersetzt derselbe aber jedenfalls nur in sehr schmalem Aufbruche, da an den umgebenden Höhen die Triasablagerungen aufsitzen. So dürfte auch der auffallend gestaltete Lisin (1743 M.) im Nordwesten noch aus Triaskalk bestehen und die äussersten Nordausläufer der zwischen den Thalgebieten der Trescanica und der Kraljuščica erhaltenen Triaskalkdecke vorstellen.

Gewiss fällt diesem Triasgebiete der Snieżnicakamm im Norden von Ugosčie zu; den auffallendsten der südlicheren, niedrigeren Gipfel dieser Kalkregion bildet der felsige Koznik (1246), welcher etwa der Džepska planina im Osten entspricht. Er besteht aus den höherliegenden Kalken, während seine Basis und das anschliessende Terrain bis zu der Senkungslinie von Homolje-Bjelovčina herab dolomitisch ist. Von Konjica gegen Ugošcie wandernd, erreicht man die nördliche Grenze des Tertiärs, die südliche Dolomitgrenze, bei Homolje. Zwischen Homolje und dem wenig nordwestlicher liegenden Mihovči verquert man bereits einen aus dem höher ansteigenden Dolomitgebiete herabkommenden Graben, dessen Sohle ebenfalls noch den Dolomit aufschliesst. Von da führt der Weg über bewaldete Dolomithöhen in's Thalgebiet des Ugošciebaches hinüber, stellenweise hart unter den Kalkfelsen der Koznikabhänge dahin. Die grosse Dolomitmasse setzt in NW. über den Ugošciebach als schmale Zunge fort und verquert oberhalb Bjelovčina als Bjelestrane den Rücken, der das Ugošciethal von dem grossen Kraljuščicathale scheidet. Nördlich der Bjelestrane zieht in breitem Sattel der Werfener Schiefer des Kraljuščicagebietes in das Ugoščiethal herüber und verbreitet sich an den westlichen Gehängen desselben bei und unterhalb Ugoščie. Der Dolomitsporn der Bjelestrane scheint der letzte Rest der Kalkdecke zu sein, welche die sich nach Süd herabbeugenden Schiefermassen zwischen dem Kraljuščica und dem Neretvicathale ehemals ebenfalls überdeckte und mit der Kalkmasse des Koznik und der Snieżnica verband. Westlich des Kraljuščicathales bis zur Neretvica liegt der Schiefer frei, vielleicht mit Ausnahme einzelner ganz untergeordneter Reste der Kalke, so bei Podhum an der Neretvica.

Das Kraljuščicathal kenne ich nicht. Westlich von ihm erheben sich die breiten ausgedehnten Schieferrücken der Ščavnica (1412) und steigen ununterbrochen gegen Norden zu dem Grenzkamme der Bitownja Planina (1675 M.) an. Der unterste Kraljuščicalauf schneidet bereits in's Tertiär ein, dem westlich das Hügelland von Hondiči und Vrci zufällt, welches sich auf's Engste an die höheren Abhänge der Ščavnica anschmiegt. Das Thal von Vrci, oberhalb Lisičić mündend und durch seine prächtigen Weinberge sich angenehm vor den übrigen Einrissen des Tertiärgebietes auszeichnend, entspringt mit seinen obersten Anfängen offenbar noch im Schiefergebiete der Ščavnicahöhen, wie die röthlichen Werfener Schiefer-Farben von weitem erkennen lassen. Im nächstwestlichen Seitenthale ist die Grenze des Schiefers gegen das Tertiär durch die Lage des grösseren Ortes Nevizdrače markirt: die kleine Häusergruppe Bare ostnordöstlich darüber liegt schon im Schiefer, ebenso das grössere Dorf Treboje. Westlich von Treboje und Nevizdrače erhebt sich der langgestreckte Bergrücken, der die Ortschaft Gradac trägt; er dehnt sich in NW. bis zum Grahovči potok aus; seine Vorderseite (Südwestabdachung) bis hoch hinauf ist wohl durchaus von Tertiär überkleidet, während jenseits die steileren dem Gebirge zugekehrten NO.-Abstürze eine Reihe ausgedehnter Entblössungen von Werfener Schiefern besitzen. Der Werfener Schiefer dieses Gradacer Rückens setzt über Treboje fort und bildet auch die zur Ščavnica ansteigenden Höhen östlich oberhalb Treboje. Ausserdem ziehen vom Kamme des Gradacer Rückens kalkige Massen herüber, die wohl schon dem Tertiär zufallen mögen. Leider ist der Durchschnitt zwischen Bare und Vrci sehr wenig aufgeschlossen. Nahe südöstlich von Bare ist alles schon tertiär.

Nördlich vom Gradacer Rücken liegt eine tiefe Einsattelung, über welche ein Weg aus dem Grahovci potok in das Bachgebiet von Nevizdrače zu dem Hirtendorfe Boždareviči hinüberführt. Der Sattel liegt selbst noch im Werfener Schiefer. Ein wenig höher im NO. auf dem gegen Boždareviči führenden Wege zieht rothes Verrucanoconglomerat in Verbindung mit ein wenig Rauhwacke durch (man vergl. das Profil von Podhum im Jahrb. 1880, pag. 192) und nordöstlich daran stösst alt aussehender, sehr zerrütteter, zum Theile dickbankig geschichteter, von kieseligen Klüften durchsetzter, stark graphitisch abfärbender schwarzer Schiefer. Die malerische Umgebung des schmutzigen Hirtendorfes Boždareviči besteht aus diesem Gesteine, das sich dem Streichen nach gegen SO. fortsetzt.

Die vordere, südwestliche Grenze des Schiefergebietes wird weiterhin durch den ungemein schön gelegenen grösseren Ort Seonica mit seinen Kastanienwäldern und Weinbergen bezeichnet und von da an zieht sich dieselbe gegen das benachbarte Pfarrdorf Podhum, über dessen Umgebung bereits im Jahrb., 1880, pag. 192 ff., berichtet wurde. Auch Seonica, welcher Ort nicht nur seiner herrlichen Lage, sondern auch seiner wohlangebauten Umgebung und seiner wohlthuenden Reinlichkeit wegen sich von den zumeist überaus vernachlässigten übrigen Dörfern des Gebietes vortheilhaft abhebt, liegt zumeist auf Werfener Schiefern von stark veränderter, metamorphischer Beschaffenheit, in deren Liegendem Verrucanomassen wie bei Podhum folgen, während der Triaskalk hier wie auf der ganzen Strecke zwischen Kraljuščica

und Neretvica ganz oder nahezu ganz fehlt und das Tertiär unmittelbar auf dem Werfener Schiefer aufruht und an seiner Basis ganze Massen von Schieferzerreibsel enthält, so dass es stellenweise schwierig gegen den anstehenden Schiefer abzugrenzen sein wird.

Nachdem im Vorangehenden der nördliche Flügel der grossen Synclinale, ebenso der südliche Flügel derselben, und die daran sich anschliessende anticlinale Aufbiegung des Werfener Schiefers von Turia-Orahovica geschildert wurde, erübrigt noch der Hinweis darauf, dass auch zwischen diesen beiden Schieferregionen ein Aufbruch von Werfener Schiefern sich vorfindet. Derselbe liegt näher dem südlichen Aufbruche, und zwar im untersten Laufe des Idbarpotok bei dem Orte Gornj Čelebič und erstreckt sich gegen W. eine Strecke weit in die Gräben, die von den Höhen von Radešina herabziehen, wird aber hier von dem gegen S. heraufreichenden Tertiär bald vollkommen übermantelt, so dass es in der Umgebung von Radešina und Hajduci (östlich von ersterem Orte) nicht gelang, Spuren desselben zwischen dem Tertiär und dem Kalkabhange der Velika Rečica nachzuweisen; gegen O. von Gornj Čelebič liess sich der Werfener Schieferaufbruch in schmalem Zuge bis zu dem Dörfchen Paradžič hinauf verfolgen und ist noch südöstlich dieses Dörfchens am rechten Ufer des Dranjevac-Baches in Spuren an den quelligen und moosigen Wiesengehängen nachweisbar, sogar in einzelnen petrefactenführenden Stücken. Die Auswaschung des breiten und tiefen, wasserreichen Idbarthales ist Ursache, dass dieser schmale Aufbruch von Werfener Schiefer, der sonst beiderseits von den mächtigen Tertiärbildungen verhüllt wird, gerade bei Gornj Čelebič in immerhin beträchtlicher Ausdehnung zu Tage liegt. Die Abhänge und Einrisse oberhalb Gornj Čelebič sind durchaus von rothen Werfener Schiefern gebildet, erst hoch darüber liegt der helle Dolomit, gegen den Idbardurchbruch oberhalb des genannten Ortes dagegen fast nur Kalk in sehr zerrütteter Stellung, wahrscheinlich zumeist grossen, durch die Thalauswaschung isolirten und verrutschten Massen angehörend. Das durch den Schieferaufbruch von Čelebič modificirte geologische Verhalten der Narentagegend unterhalb Konjica wurde im beigegebenen Profile Velika Rečica-Paradžič-Bjelovčina (pag. 326 [6]) dargestellt.

Das Tertiär des Terrainabschnittes östlich der Neretvica. Die Verbreitung des Tertiärs in diesem Terrainabschnitte ist auf der Uebersichtskarte von 1880 ziemlich correct wiedergegeben. Ueber die Fossilführung der isolirten Tertiärscholle von Džepe im NO. von Konjica ist in den Verhandl. der geol. R.-A., 1887, pag. 298, eine neue Mittheilung erschienen. Als besonders bemerkenswerth verdient das Vorkommen von *Orygoceras* Brusina in den Melanopsidenmergeln von Džepe angeführt zu werden (man vergl. auch Verhandl. d. geol. R.-A. 1888, pag. 177). Die in Verhandl. 1887, pag. 299, erwähnte *Melania ex aff. Escheri* Mer. ist später wegen des Vergleiches mit *Tinnyea Vasarhelyi* Hantken (und zwar in Verhandl. 1888, pag. 98) abgebildet worden.

So wie nördlich der Narenta die isolirte Tertiärpartie von Džepe liegt, so scheinen auch südlich dieses Flusses auf den Höhen einzelne Reste tertiärer Ablagerungen erhalten zu sein. So verdanke ich Herrn Berghauptmann W. Radimsky in Serajewo eine Mittheilung über ein Tertiärvorkommen bei Borke südöstlich von Konjica, das mir im

Jahre 1879 entgangen ist. Auch bei Glavatičevo sollen kohlenführende Tertiärgebilde vorhanden sein.

Nordwestlich von Konjica bilden die Tertiärablagerungen die bereits auf der Karte von 1880 dargestellte zusammenhängende Scholle, die sich bis an die Neretvica und an den Triaskalkzug erstreckt, der im W. der Neretvica von der Bogšavica oder Jabukaplanina herabziehend, unterhalb Ostražac von der Narenta durchbrochen wird und sich südlich von dieser über den Kalkberg von Dobrogošče gegen die Velika Rečica fortsetzt. Bei Konjica nördlich liegen die Tertiärgebilde auf den Dolomithöhen zwischen der Narenta und Treščanica einerseits und den höheren Dolomit- und Kalkbergen, die sich oberhalb Homolje-Mihovci herausheben, andererseits. Nur bei Ovčari reicht das Tertiär in's Treščanicathal herab.

Unterhalb Konjica nächst dem Ausgange des Orahovicer Thales, bis wohin die Dolomithöhen beiderseits der Narenta allmälig immer niedriger geworden sind, beginnt das Tertiär von den rechtsseitigen Höhen auf die linke Thalseite herüberzuziehen und legt sich etwa von Han Česme an auch an die südlichen höheren Gebirgsabhänge. Zwischen Han Česme und Gornj Čelebič reicht es bis zur Höhe des Hirtendörfchens Paradžič hinan; jenseits des Idbarpotok aber zieht es sich zu weit beträchtlicheren Höhen an die Abhänge der Velika Rečica empor und auf seinen flachgeneigten, oft recht sterilen, conglomeratischen Platten und Felstafeln liegen hier, das breite Feld von Lisičič überblickend und beherrschend, die kleinen Ansiedlungen und Häusergruppen der Ortschaft Radešina, deren östlichste den bezeichnenden Namen Hajduci führt. Das grosse, weitverzweigte Thalgebiet von Ribič, das nun westlich anschliesst, ist, so weit das mit dem Auge verfolgt werden kann, bis hoch an die Rečicaabhänge hinan, in Tertiär eingeschnitten. Es liegen auf dieser Seite südlich der Narenta grösstentheils conglomerirte, braun verwitternde Geröllbänke vor, die nur an den nördlichsten Punkten gegen die Narenta, so unterhalb Dolnj Čelebič, von weissen oder hellen Mergeln abgelöst werden. Im Thalgebiete von Ribič treten mitten in den Geröllbänken einzelne Platten und nesterförmige Anschwellungen kalkiger Gesteine, meist von heller Farbe und rauher, oft wulstiger Oberfläche auf, die allenthalben als vorzüglicher Baustein gebrochen und weit versendet werden. Ihr Aussehen ist ein derartiges, dass man sie ohne Kenntniss ihrer Lagerstätte schwerlich für tertiären Alters halten würde. Bei den neuen Bauten in Konjica werden sie vielfach verwendet. Sowie südlich der Narenta am Ausgange des Idbarthales um Čelebič und Ribič, so spielen auch nördlich derselben um den Ausgang des Kraljuščicathales die Conglomeratmassen in der Zusammensetzung des Tertiärs die hervorragendste Rolle und es liegt daher der Gedanke nahe, dass diese beiden Thaleinrisse schon zur Tertiärzeit, wenn auch weitaus nicht so tief eingerissen, bestanden und das Hauptmateriale zu jenen delta- oder schuttkegelartigen Schotteranhäufungen innerhalb des Tertiärs geliefert haben mögen. Sowohl im südöstlichsten Antheile der Tertiärscholle (bei Doljneselo) als auch in der nordwestlichen Partie derselben (zwischen Lisičič und Podhum) herrschen helle Mergelgesteine vor. So trifft man am Wege, der von Lisičič durch das Thal von Obre und über einen niedrigen Scheiderücken aus diesem in das Gebiet von Seonica herüberführt, fast nur helle Mergel und

Mergelkalke. Bei Trusina, südlich von Seonica, werden — gleichsam im Gegenflügel der Plattenkalke von Ribič — sehr schöne, feste, dünne, ebenflächige Platten zu Bauzwecken darin gebrochen. Ueber die Tertiärbildungen an der Neretvica wurden im Jahrb. 1880, pag. 253, einige Beobachtungen mitgetheilt, desgleichen über deren Lagerung bei Ostražac und über ihre Erstreckung gegen W., wo sie über die Höhen zwischen der Klekastjena und dem Vrataberge in grösseren Schollen und einzelnen isolirten Lappen gegen Duge und Prozor fortsetzen. Da diese Gegend nicht mehr besucht werden konnte, so wolle das damals Beobachtete verglichen werden.

II. Terrainabschnitt westlich der Neretvica.

Wie bereits oben erwähnt wurde, herrschen im W. einer Linie, welche man sich in nordsüdlicher Richtung durch das Neretvicathal und über die Velika Rečica gezogen denken kann, wesentlich andere geotektonische Verhältnisse. Eine gewaltige Masse von Werfener Schiefern ist hier in grosser Ausdehnung, förmliche Gebirge bildend, aufgeschlossen. Die Lage dieses Aufschlusses ist gegeben durch die Umgebung jener Stelle, an welcher die Rama von der Narenta aufgenommen wird und man wird dieses Gebiet am passendsten nach seinem Hauptorte als Werfener Schiefer-Gebiet von Jablanica bezeichnen können.[1]) Es zerfällt dasselbe hydrographisch-orologisch (nicht geologisch) in drei annähernd gleich grosse Abschnitte, einen nordöstlichen, welcher zwischen der Neretvica, Narenta und Rama liegt; einen nordwestlichen, der sich südlich und südöstlich der Rama und im oberen Doljankagebiete ausbreitet und einen südlichen, welcher südlich der Linie Ostražac-Ramamündung beide Ufer der Narenta bildet und in dessen westlicher, kleinerer Partie Jablanica selbst liegt. Diese Werfener Schiefer-Partie von Jablanica umfasst rechts von der Narenta den untersten Lauf der Doljanka und die Abhänge des Crni vrh bis zu dem Eingange in die grossen Narentadefiléen unterhalb Jablanica, links von der Narenta im N. den Papracberg, über welchen die alte Strasse führte und jenseits dieser das Gebiet von Dobrogošće und Krstac sammt allen von diesen hochliegenden Bergdörfern in N., W. und SW. gegen die Narenta hinabziehenden Gräben und Gehängen. Desgleichen fällt der Bili potok mit seinem ausgedehnten östlichen Quellgebiete, in dessen Zuflüsse der Werfener Schiefer allenthalben hoch hinanreicht, ausschliesslich dem Werfener Schiefer-Aufschlusse zu. Die südöstliche und östliche Begrenzung wird durch das Kalkhochgebirge des Hohen Prenj gebildet, resp. durch die von diesem gegen N. in die Velika Rečica sich fortsetzende Abzweigung; die Velika Rečica ihrerseits aber ist nur durch die schmale Einsattelung Skakavice östlich von Krstac von einer Kalkkuppe im O. oberhalb Dobrogošće getrennt, von welcher wieder der schmale Grat von Triaskalk ausgeht, der unterhalb Ostrožac von der Narenta durchbrochen wird und sich jenseits derselben zu der Platte der Bogšavica oder Jabuka-Planina erhebt.

[1]) Dasselbe umfasst eine Oberfläche von annähernd 4 geographischen Quadratmeilen oder mehr als 160 Quadratkilometern und besitzt Gipfelhöhen von mehr als 1400 Metern.

Damit sind wir in dem nördlich der Narenta liegenden Abschnitte des Werfener Schiefergebietes von Jablanica angelangt. Dieser nordöstliche, sowie seine westliche Fortsetzung jenseits der Rama, der nordwestliche Abschnitt, erscheinen im N. durch eine mehr oder weniger reducirte, schmale, im Ganzen synclinal gelagerte Triaskalkmasse begrenzt, die wohl als eine Fortsetzung der Triassynclinale, welche die nördlichen und die südlichen Aufschlüsse des Werfener Schiefers im Gebiete östlich der Neretvica trennt, angesehen werden darf. Es fallen dieser Kalkscholle zu die Höhen der Vratnagora und der Klekastjena, deren Gesteinszug westlicher, resp. nordwestlicher von den Thälern der Banjalučica, der Radava und der Rama selbst durchrissen wird und sich andeutungsweise über Duge gegen den Kalkzug von Prozor hinaufzieht und mit diesem verbindet. Die nördlich von diesem Kalkzuge liegende Ausbisslinie der Werfener Schiefer ist bisher nur sehr ungenügend bekannt, sie dürfte sich aus der Gegend von Podhum als schmaler Zug unter dem Vratnagorakamme und zwischen diesem und dem nördlicher liegenden alten Schieferterrain in die Banjalučica hinüberziehen, in deren Einrisse, sowie in dem der Radava sie im Jahre 1879 beobachtet wurde. Ihre muthmassliche Fortsetzung über den Dinarischen Hauptkamm in's Verbasgebiet hinüber ist bisher noch nicht nachgewiesen worden (Jahrb. 1880, pag. 203).

Der Kalkzug von Prozor (Sibenik- und Kulivret-Berg) verbindet sich unmittelbar mit den südlich gegenüberliegenden Kalken westlich ober Višnjani, von denen er nur durch die Ausnagung der Ramaschlucht unterhalb Kovačevopolje getrennt ist und die Kalkhöhen von Višnjani finden ihre unmittelbare Fortsetzung in der Krajic Planina und der Pasjastjena oberhalb Soviči, welche den O.-Rand der grossen Kalkgebirgshöhen der Ljubuša und Vran Planina bildet. In ähnlicher Weise bildet jenseits südöstlich des Dugopolje die Marnicaplanina den N.-Rand des ausgedehnten Plazagebirges und schliesst gegen S. die Werfener Schieferaufschlüsse des oberen Doljankathales ab. Von der Marnica schiebt sich eine durch die mittleren Doljanka-Engen abgetrennte Kalkzunge, die Oglavica bildend, gegen NO. vor.

In dieser Weise schliesst sich der Kranz des Kalkgebirges rings um den Werfener Schiefer-Aufschluss von Jablanica. Inmitten desselben liegen nur einige wenige isolirte Reste von Triaskalken; dahin gehört die bereits erwähnte Jabuka oder Bogšavica Planina im nordöstlichen Antheile; westlich von ihr, zwischen dem Tosčanica- und Ramathale der spitze Rajanklek (1022 Meter) und, gewissermassen dessen westliche Fortsetzung bildend, die Kalkscholle, die sich zwischen Ravnice-Triesčani im SW. und Heldovi im NO. in die Ramatiefe hinabsenkt (vergl. Jahrb. 1880, pag. 204; der hier noch erwähnte Kalkrücken südlich vom Triesčanithale ist die Oglavica, welche bereits der südlichen Umrandung angehört). Eine von den Höhen bei Prozor sichtbare, aus dem Rjekathale (Gebiet von Skrobučani) auftauchende Kalkwand — vielleicht Muzikazine stjene der Karte — bleibt in ihrer Stellung gegenüber dem Werfener Schiefer noch zu untersuchen, dürfte sich aber wohl der Fortsetzung der Vratnagorascholle unterordnen.

Voranstehend ist die Verbreitung des Werfener Schiefers im Aufschlusse von Jablanica geschildert worden. Es sei gleich hier bemerkt, dass ich mich von dem Auftreten älterer Schiefergesteine von der Art

jener, welche nördlich der Linie Ovčari Podhum den Werfener Schiefer unterlagern, nicht mit voller Sicherheit überzeugen konnte. Dabei sehe ich vorläufig von den Gypsen und Rauchwacken von Šibenik-Prozor und von Soviči ab. Ausser diesen dürften ältere Gebilde als der Werfener Schiefer ist, wenn überhaupt, so nur in äusserst beschränkter Verbreitung zu Tage treten. Auch die auf der Uebersichtskarte von 1880 in der Tiefe des Narentathales von Ostrožac abwärts bis über die Ramamündung hinaus von mir eingezeichneten paläozoischen Schichten vermag ich gegenwärtig nicht mit Sicherheit auch nur partiell für solche anzusprechen, weshalb die darauf sich beziehende Stelle (Jahrb. 1880, pag. 195) nur mit grosser Reserve aufzunehmen ist. Den hier angeführten Schiefer von älterem Typus vom Werfener Schiefer trennen zu können, muss ich mich gegenwärtig ausser Stande erklären. Dagegen ist diesmal eine andere Frage, welche ich im Jahrbuche 1880 nicht zu beantworten im Stande war, entschieden worden, jene nämlich, was es für eine Bewandtniss mit dem von Roškiewicz und Sterneck angegebenen Granite der Ramamündung habe. Diese Mittheilung bezieht sich ohne allen Zweifel auf eine sehr mächtige stockförmige Masse eines dioritischen Eruptivgesteines, welches oberhalb Jablanica im Schiefergebiete steckt und vom untersten Laufe der Rama und von der Narenta durchbrochen wird. Aus diesem stammen die granitisch aussehenden Blöcke, die mir schon im Jahre 1879 bei Jablanica aufgefallen sind und von welchen ich annahm (Jahrb. 1880, pag. 196), dass sie einem Eruptivgesteine von vielleicht untertriadischem Alter angehören mögen. Ueber die Ausdehnung und Begrenzung dieses dioritischen Eruptivgesteinsstockes konnten nachstehende Beobachtungen gemacht werden [1]:

Die grösste Verbreitung im Werfener Schiefer-Terrain von Jablanica besitzen dunkle weiche Schiefer und knollige Kalke, welche unter anderem die ganze Masse des Papracberges zusammensetzen und welche knapp oberhalb Dolnja Jablanica typische Werfener Schiefer-Petrefacten lieferten (Jahrb. 1880, pag. 195, pag. 204). Die ansehnliche Mächtigkeit dieser Papracschiefer und Kalke gab zu der Vermuthung Anlass, dass dieselben ausser den Werfener Schiefern auch noch paläozoische Horizonte repräsentiren möchten; dafür sprach auch der Umstand, dass man zwischen Ostrožac und Paprac allmälig aus jüngeren Schiefern in ältere hinabzusteigen scheint, während der nun folgende Papracübergang ganz aus diesen eigenthümlichen Papracgesteinen gebildet wird, denen auch alle Höhen um Jablanica bis zur Triaskalkgrenze ausschliesslich zufallen. Die südlich von Jablanica Gornja liegenden Partien dieser Gesteine wird Niemand für etwas anderes als für exacte Aequivalente der Werfener Schiefer halten können, dafür sprechen ausser den bereits im Jahre 1879 bei Dolnja Jablanica gesammelten Petrefacten (Jahrb. 1880, pag. 204) auch neuere Beobachtungen. Gleich jenseits des ersten tiefen Grabens unterhalb Gornja Jablanica wurden an der Mostarer Strasse in den Papracer Schieferkalken Platten mit *Myophoria cfr. costata* und Naticellen constatirt. An einer Stelle oberhalb einer Quelle steht auch ein wenig Rauchwacke an; die petrefactenführenden Gesteine erinnern hier theilweise recht sehr an die Reichenhaller Facies der Guttensteiner Kalke; es kommen aber auch dick-

[1]) Die Resultate der petrographischen und chemischen Untersuchung dieses Gesteines sind in einem nachfolgenden Artikel des Herrn C. v. John mitgetheilt.

plattigere, schwarze Kalke von Guttensteiner Facies von den Abhängen des Crni vrh herab. An der Zugehörigkeit der Papracgesteine zum Werfener Schiefer ist also nicht zu zweifeln. Nachdem man südlich von Gornja Jablanica gegen das Hangende vorschreitet, ist zu erwarten, dass man nördlich von diesem Orte liegendere Schichten antreffen werde. Man trifft erst an dem scharfen Buge der Strasse unterhalb des gegenüberliegenden Ortes Čehari Aufschlüsse, die durch den Eisenbahnbau erzielt wurden. Es sind fast schwarze Schiefer, welche auf den ersten Blick lebhaft an die trilobitenführenden Schiefer von Prača östlich von Serajevo (Jahrb. 1880, pag. 199) erinnern; nach langem Suchen fanden sich einige verzerrte Exemplare anscheinend derselben gerippten Myophoria, die auch in den Papracschiefern südlich von Jablanica auftritt. Weiterhin schliesst sich Knöllchenkalk der Papracer Entwicklung an, der schliesslich in massige, feste, schwarze Kalkbänke übergeht, voll erhabener Wülste auf den Schichtflächen, ganz wie die übrigen Kalkbänke von Paprac. Das ist südöstlich gegenüber der Ortschaft Čehari, unterhalb der Eisenbahnbaustation Mirke, welche am Ausgange eines breiten Grabens liegt. Das Einfallen dieser zuletzt erwähnten Kalkbänke ist ein mehr oder minder steil nordwestliches; diese Kalke setzen über die Narenta fort und scheinen knapp unterhalb Čehari in derselben Richtung gegen NW. einzufallen, sich dann an den Gehängen des Papracberges flacher zu legen und sich gegen das Dobrinjathal (gegenüber Gornja Jablanica) unter mehrfachen wellenförmigen Beugungen herabzusenken, so dass alle diese Schiefer und Kalke einem und demselben mehrfach gebogenem Schichtcomplexe der Papracgesteine angehören würden. Es ist gegenwärtig weder aus der Lagerung, noch aus den Petrefactenfunden irgend ein Grund herzuleiten, der dafür sprechen würde, dass zwischen Jablanica und Čehari auch ältere Gesteine als Werfener Schiefer zum Aufschlusse gelangen.

Es wurde soeben erwähnt, dass bei Čehari an beiden Narentaufern ein Einfallen der Papracgesteine gegen NW. constatirt wurde. Jenseits (nördlich) des Grabens von Mirke, gegenüber Čehari, und bei Čehari selbst folgt nun anscheinend im Hangenden der geschilderten Schiefer und Kalke die mächtige dioritische Eruptivmasse, welche von da Narenta-aufwärts auf eine Distanz von mehr als 3 Kilometer in der Luftlinie ununterbrochen ansteht und der auch noch die schmale Zunge zwischen dem untersten Laufe der Rama und der Narenta zufällt. Auf dieser ganzen Strecke wechselt äusserlich die Beschaffenheit des Gesteins nicht besonders auffallend; nur sind die südlicheren Partien mehr grobkörnig und zerfallen durch kugelige Absonderung und Verwitterung schliesslich zu einem Grus, der mit der Hacke und Schaufel entfernt werden kann, während die nördlicheren Antheile, besonders zunächst unterhalb Wachthaus Ramamündung, mehr plattig, zum Theil auch fast flaserig-gneissartig ausgebildet und ungemein zähe sind, so dass deren Gewältigung bei den Strassen- und Eisenbahnarbeiten einen bedeutenden Kraftaufwand erforderte. Die Eruptivmasse setzt die gesammte Höhe der Abhänge zusammen und scheint hier an der Narenta selbst von keinerlei Auflagerung bedeckt zu sein.

Oberhalb der zwischen dem untersten Laufe der Rama und der Narenta sich erstreckenden, niedrigen, aus dioritischen Gesteinen bestehenden Landzunge stösst man wieder auf typischen dunklen Paprac-

kalk, der, wie es scheint, anfänglich vom Eruptivgestein hinweg gegen N., weiterhin am Abhange des höheren Rückens zwischen Rama und Tosčanica nach S., respective nach SW. einfällt. Von der Tosčanica-mündung gegen W. gesehen erscheint über dem Eruptivstocke ein zackiger Kalkgebirgskamm, die Oglavica (1290 Meter). Seine nördlichste Partie bildet eine isolirte Klippe.

Am linken Narentaufer von der Mündung der Rama aufwärts gelangt man ebenfalls sehr bald an die Grenze der Eruptivmasse. Von hier scheint die Grenze gegen die Paprackalke und -Schiefer nach SO. bergaufwärts zu verlaufen, konnte aber, da dies zeitraubende Begehungen verlangt hätte, nicht verfolgt werden; etwas oberhalb der Tosčanica-Einmündung gegenüber Zugliči kommen die letzten dioritischen Blöcke von den Höhen herab, die Ausdehnung der Eruptivmasse gegen O. ist also nur eine geringe. Vor der Tosčanica-Ausmündung stehen zu beiden Seiten der Narenta ziemlich flach liegende, mächtiger gebankte dunkle Kalke an, welche ein tieferes Niveau zu bilden scheinen, als alles übrige in dieser Gegend und den oben erwähnten Kalken von Čebari-Mirke im S. des Eruptivstockes entsprechen müssten, die aber ihrerseits mit den Gesteinen von Gornja und Dolnja Jablanica in einer Weise zusammenhängen, dass jeder Versuch einer Trennung illusorisch wird. Es sind hier ohne Zweifel weitere und engere wellenförmige, vielfach unregelmässige Beugungen in der Masse der Werfener Schiefer vorhanden, welche es erklären, dass bald ein jüngeres, bald ein älteres Niveau in gleicher oder annähernd gleicher Höhe erscheint, ohne dass bei geringem Zeitaufwande völlige Klarheit in diese verwickelten Verhältnisse zu bringen ist. Die später mitzutheilenden Beobachtungen über die Aufschlüsse der unteren Rama werden das eben Gesagte erläutern.

Der südliche, resp. südöstliche Rand, sowie der westliche Rand der grossen Eruptivgesteinsmasse wurde auf einer Excursion in das Doljankathal berührt und annähernd festgestellt. Am Ausgange des genannten Thales sind beiderseits die dunklen Papracgesteine entwickelt und vielfach in Steinbrüchen aufgeschlossen. Beim Zigeunerdorfe Zlate erreicht man bereits die von Čebari-Mirke herüberziehende Südgrenze der Eruptivmasse und dieselbe hält am linken Doljankaufer bachaufwärts an bis nahezu zum Graben Komicky dolac, der aus der Gegend, in welcher der Oglavicakamm sein östliches Ende erreicht, herabkommt Das Eruptivgestein reicht oberhalb Zlate sogar auf das andere, rechte Ufer der Doljanka hinüber und der Paprackalk und Schiefer scheint gegen W. zwischen ihm und dem Kalke des Crni vrh völlig und sehr rasch auszuspitzen, so dass höher die rechtsseitigen Kalke des Plaza-Hochgebirges und die linksseitig anstehenden Eruptivmassen ohne Dazwischentreten der Papracgesteine lediglich durch die Thalauswaschung der Doljanka getrennt erscheinen. Jene Kalke fallen südlich ein, unter ihnen hebt sich bald ein Fussgestell von dolomitischer Beschaffenheit heraus; dieser Dolomit greift in einer gering ausgedehnten Partie auch auf's linke Ufer herüber. Die Grenze zwischen den Kalkmassen und der Eruptivmasse verläuft scharf südnördlich; bei der Thalausweitung Kozne luke setzt die scharfe Kalk-Diorit-Grenze auf's linke Ufer herüber und geradlinig in's Gebirge fort, offenbar auch den Oglavicakamm östlich abschneidend.

Von da thalaufwärts bis zur Säge in den Felsengen unterhalb Doljani bewegt man sich im Dolomit. Die Oglavicakette erscheint als doppelter Gesteinszug, ein höherer nördlicher und ein tieferer südlicher Kamm; zwischen beiden läuft ohne Zweifel eine Eruptivgesteinszone durch, ob Lager, ob Gang, bleibt zu untersuchen. Dieselben Verhältnisse dürften westlich ober Stupari, am rechten Doljankagehänge ihre Fortsetzung finden. Der gewaltige, senkrecht abstürzende Felsklotz oberhalb der Säge ist wohl eine verstürzte, durch die Thalauswaschung isolirte Masse der höheren Kalke. Längs des Anstieges neben dem Katarakte bildenden Flusse trifft man zwischen Kalk und Dolomit Spuren verquetschter Werfener Schiefer und hie und da sehr zersetzte Eruptivgesteine. Hat man den beckenförmig ausgeweiteten Thalboden von Doljani erstiegen, so zeigt sich an der unteren Terrasse desselben sehr viel Kalktuff, während die obere Terrasse von alluvialen Bildungen überdeckt ist. Bei der Häusergruppe Orlovac tritt hinter dem W.-Ende des Oglavicazuges wieder der Werfener Schiefer herein und setzt von da westlich alle Höhen im Norden, im Süden dagegen nur einen geringen Antheil der tiefsten Gehänge zusammen. Nähert man sich dem im obersten Doljankagebiete liegenden grossen und weithinzerstreuten Dorfe Soviči, so tritt Rauchwacke nach und nach in immer grösserer Ausdehnung auf.

Bei und in Soviči erscheinen grosse Gypsmassen. Sie bilden das tiefste hier aufgeschlossene Niveau und stehen in Verbindung mit plattigen schwarzen Kalken, den schon erwähnten Rauchwacken und dunklen bis tiefschwarzen, mulmigen, weichen Zwischenlagen. Diese Gypse entsprechen zweifellos jenen, welche nächst der Šibenikbrücke an der Rama südlich unterhalb Prozor anstehen und welche bereits im Jahrb. 1880, pag. 197 u. 218, erwähnt worden sind.

Sie dürften zugleich auch dem Rauchwackenniveau, welches bei Podhum das Liegende des Werfener Schiefers bildet (vergl. Jahrb. 1880, pag. 192) entsprechen, und mit diesem den Gypsen der südalpinen Bellerophonkalke (E. v. Mojsisovics, Dolomit-Riffe, 1879, pag. 35), wie denn auch eine wahrscheinliche Vertretung der petrefactenführenden Bellerophonkalke zu Prozor (Šibenikbrücke) über den Gypsen, sowie auch weiter im Osten zwischen Prača und Foča — hier ohne die Begleitung von Gyps — bereits im Jahre 1879 in Bosnien von mir nachgewiesen werden konnte (Jahrb. 1880, pag. 197, 200, 262).

Ueber den Gypsmassen von Soviči, welche die Basis des oberen Thalkessels der Doljanka fast ringsum umgeben und besonders an der linken östlichen Thalseite sehr mächtig entwickelt sind, vielfach in Wänden anstehen oder von den wilden und steilen Wasserrissen aufgeschlossen werden, folgt ein Band rother Werfener Schiefer in ansehnlicher Mächtigkeit und darüber eine Zone von röthlichgelber Färbung, welche den Paprac-Kalken und -Schiefern entspricht, die auch hier mächtig auftreten und nahezu oder auch ganz bis an die Gipfel der Soviči umschliessenden Höhen hinanreichen. Die höchsten Erhebungen im S. — Marnica planina —, im W. — Duga hruda und Pasjastjena — und die Verlängerung der letztgenannten Felsmauer gegen N. sind, wie bereits erwähnt wurde, bereits Kalkgebirge und setzen sich nach W., SW. und S. unmittelbar in die Hochkämme des Vran und der

Cvrstnica und Plaza fort. In den Soviči zunächst liegenden nordöstlichen Theil des Dugopolje greift der Werfener Schiefer möglicherweise ein wenig hinüber, sonst ist hier oben, soweit das Auge reicht, alles Kalk und Karstterrain. Anders östlich von Soviči. Hier erhebt sich zwischen Soviči und Triešćani das ausgedehnte, flachwellige, grüne Bergland des Bačina brdo. Der Anstieg von Soviči auf die Bačina ist sehr hoch und steil. Bis nahezu an die Gipfelhöhen bewegt man sich in den Paprac-Kalken mit den wulstigen Schichtflächen und den mergeligen Zwischenlagen und auch die Wiesengründe der Höhen dürften zweifellos noch diesen Schichten zufallen. Die Bačina ist ungefähr so hoch wie der benachbarte Kalkkamm der Oglavica, also etwa 1300 Meter, und bietet infolge ihrer günstigen Lage eine prächtige, weithin sich erstreckende Rundsicht. Die Kalkhochgebirge im SW. waren am 15. Juni noch von grossen Schneemassen bedeckt. Von den mittleren Höhen im NO. fällt als guter Orientirungspunkt vor allem der sargförmige Lisin nächst dem Ivansattel auf, der sich von hier in ganz genau derselben Gestalt präsentirt, wie von den Bergen um Serajevo. Narentaaufwärts erscheint ganz im Hintergrunde die gewaltige zackige Kette des Volujak an der Grenze der Schwarzen Berge. Auch für den Botaniker müssen die Bergwiesen der Bačina eine überaus reiche Ausbeute darbieten. Sie sind erst im Herbste nach der Heuernte belebt, da erst dann das Weidevieh aus dem Dugopolje herübergebracht wird. Zur Zeit meines Besuches herrschte daselbst völlige Ruhe weit und breit.

Das Schieferterrain, welchem man ja auch die Papracgesteine sowohl stratigraphisch als auch nach ihren Reliefformen zuweisen muss, setzt weiter im N. wohl auch noch den flachen grünen Buckel des noch höheren Bovršak (1443 M.) zusammen und erstreckt sich von da gegen die Rama hinab, wo es unterhalb der Šibenikbrücke am Ausgange des von S. kommenden Šerinpotok in grosser Mächtigkeit und Ausdehnung schon im Jahre 1879 beobachtet wurde. Schon damals (Jahrb. 1880, pag. 203) wurde bemerkt, dass der Šerinpotok ausser Eruptivgestein nur Werfener Schiefer führe und es kann hinzugefügt werden, dass von letzteren Gesteinen die Hauptmasse wieder der Papracer Gesteinsentwicklung zufällt. Von den Höhen um Lug bei Prozor gesehen, erscheinen die Gebirgsabschnitte südlich der Rama, östlich Višnjani, durchwegs als weiche gerundete Schieferhöhen, mit Ausnahme der bereits oben erwähnten Kalkwand im Rjekapotok. Die Höhen von Gorica-Skrobučani sind überdies ohne Zweifel auch noch von Tertiär überdeckt, dessen Schichtköpfe südöstlich von Pavlovina deutlich hervortreten. Weiter bergaufwärts in SO. verlieren sich dieselben und alles bildet verschwommen contourirte, grüne Abhänge. Im Bereiche des Šerinpotok (auch Velikipotok) herrscht offenbar ausschliesslich der Werfener Schiefer, an seinem Ausgange gegen die Rama steht ebenfalls Gyps an, wie nördlich gegenüber am linken Ramaufer. Wie bei Soviči begleiten ihn dunkle, mulmig verwitternde, zerreibliche Mergel. Er ist entschieden dem Gypse von Soviči gleichzustellen. Darüber folgt eine Masse rothen Werfener Schiefers, im Norden der Rama deutlich aufgeschlossen, noch höher gelblich gefärbte Abhänge, zu oberst Dolomit und Kalk des Kulivretrückens. Noch mehr Eruptivgestein als der Veliki oder Šerinpotok bringt der westlich benachbarte Bach von Višnjani

herab, daneben aber auch Massen von Jaspis, den man von der Rama aus in den Einrissen um Višnjani herum auch anstehen sieht; Mangel an Zeit und schlechtes Wetter hinderten mich, die Stellen selbst zu besuchen. Nachdem der Gyps bei Soviči gegen N. untertaucht, bei Šibenik unter Prozor aber nur ganz in der Tiefe des Ramathales zu Tage geht, dürfte an der Gleichalterigkeit dieser beiden Gypsvorkommnisse, abgesehen von ihrer gleichen Beschaffenheit und ihrer Ueberlagerung durch dieselben Gesteine, nicht zu zweifeln sein.

Der sehr steile Abstieg von der Bačina gegen Trieščani führt ausschliesslich durch rothe und grünlichgraue typische Werfener Schiefer. Dieselben erscheinen hier in einer enormen Mächtigkeit, da der verticale Abstand zwischen den Bačinahöhen und der circa 250 Meter hoch liegenden Thalsohle der Rama bei Trieščani gewiss 1000 Meter beträgt. Die wahre Mächtigkeit des Werfener Schiefers dürfte allerdings weitaus geringer sein, denn wie sich Rama-abwärts, von Trieščani aus, zeigt, unterliegen diese Gesteine sehr zahlreichen Störungen in der Lagerung, welche die Mächtigkeitsverhältnisse ganz anders erscheinen lassen, als sie in der Wirklichkeit sind.[1])

Es wurde bereits im Jahrb. 1880, pag. 204 mitgetheilt, dass im S. der nördlich von Trieščani über die Rama setzenden Triaskalkplatte der oberste Werfener Schiefer zunächst als graues, dünngeschichtetes, kalkiges Gestein, tiefer als sandiger und glimmeriger rother Schiefer entwickelt sei. Die erwähnte kalkige Ausbildung der oberen Schichten entspricht genau den Schichten des Paprac bei Jablanica und da über die Lagerung dieser Kalke (unter den höheren massigeren Triaskalken und über den typisch entwickelten sandigen Werfener Schiefern) nordöstlich bei Trieščani volle Klarheit herrscht, andererseits dieselben Paprac-Kalke westlicher erst auf den Höhen der Bačina liegen, deren Ostabhänge gegen Trieščani herab ganz aus den sandigen und glimmerigen Werfener Lagen bestehen, so ist ohneweiters klar, dass die Lagerungsverhältnisse in dieser Gegend keine sehr regelmässigen sein können. Es ist nicht unmöglich, dass sich die hochliegenden Paprac-schichten der Bačina und des Bovršak gegen ONO. allmälig herabsenken und sich so mit jenen der Gegend von Ravnice bei Trieščani verbinden, doch fehlen hierüber directe Beobachtungen.

Während man sich im untersten Thale von Trieščani fortdauernd noch in den rothen glimmerigen Werfener Schiefern bewegt, die an den nördlichen Gehängen, besonders um das katholische Pfarrhaus, mit prachtvollen Weinculturen überdeckt sind, stösst man nahe unter der Trieščankamündung am rechten Ramaufer, noch oberhalb des Mehopotičithales, plötzlich wieder auf anstehende Felsmassen der Paprac-schichten. Ebenso stehen diese Gesteine unterhalb des Ausganges letztgenannten Grabens an und sind hier theilweise petrefactenführend. An den abgewaschenen Platten der Strassenböschung beobachtet man deutliche Exemplare des *Turbo rectecostatus* neben Gervillien u. s. f. Es folgt nun eine besonders merkwürdige und lehrreiche Stelle an einer rechtwinkeligen Wendung der Rama. Der nordwestlich einfallende,

[1]) Ueber die Werfener Schiefer, welche Rama-aufwärts von Trieščani sich finden, wolle man die Mittheilungen im Jahrbuche, 1880, pag. 203, vergleichen. *Pseudomonotis Clarai* ist auf den grossen Platten des Werfener Schiefers bei Trieščani nicht selten.

soeben erwähnte Paprac-Kalk wird hier von einer mächtigen Masse rothen Werfener Schiefers völlig regelmässig unterlagert. Derselbe bildet nun weit und breit bis südlich des Ortes Ustirama die Abhänge. Sodann folgt, anscheinend darunter, etwas anders aussehender, dünnschichtiger, theilweise gebänderter Schiefer, der aber nicht mit Sicherheit als älter denn Werfener Schiefer erklärt werden kann. In dem gegenüber Lizoperči herabkommenden Graben hinaufsehend, erblickt man bereits die Kalkmassen der Oglavica. Von da südlich stellen sich an beiden Ufern der Rama (am linken wohl früher) zuerst Rauchwacken und dann sofort die dunklen Paprac-Kalke ein, welche bis an den Eruptivstock anhalten, ohne dass ein deutlicher Grenzaufschluss zu sehen wäre. Die südwestlichen Quellbäche des Priodapotok entspringen schon aus der Oglavicakette, deren Kalke hier tief herabreichen; im übrigen führt dieser Bach bereits zahlreiche Blöcke des Eruptivgesteins, ein Beweis, dass er auch in das Gebiet des Eruptivstockes hineinreicht, was nach dem oben über die westliche Begrenzung desselben gegen das Doljankathal und die Oglavicakette Mitgetheilten zu erwarten war. Daraus ergibt sich auch eine provisorische Begrenzung des Eruptivstockes in nordwestlicher Richtung. Der ganze Eruptivstock ist demnach annähernd vierseitig zu umgrenzen und die längste Seite dieses Vierecks dürfte die westliche sein, zugleich ist dieselbe annähernd eine gerade Linie. Es steckt dieser Eruptivstock demnach wie ein Pfahl innerhalb der Sedimente. Vielleicht gelingt es durch eine Begehung seiner nördlichen und nordöstlichen Grenzlinie, Näheres über die Anlagerungsverhältnisse der Schiefer, resp. Papracschichten, die ihn, soviel bis jetzt bekannt, von drei Seiten umlagern, in Erfahrung zu bringen, um zu einem Schlusse über das Alter dieses Eruptivgesteines zu kommen. Ohne Zweifel ist er jünger als die Papracgesteine, also jünger als Werfener Schiefer, demnach höchstens mitteltriadischen Alters; ob er aber auch jünger ist, als die z. Th. obertriadischen Kalkmassen, welche im W. an ihn stossen, ist weniger leicht zu behaupten, da die westliche Grenzlinie auch eine jüngere, erst nach der Bildung der Eruptivmasse entstandene Querbruchlinie sein kann, wofür sowohl das westliche Abschneiden der Papracschichten der unteren Doljanka gegen W., als auch das Abbrechen des Kalkzuges der Oglavica gegen O. in dieser Linie mit grosser Bestimmtheit zu sprechen scheinen. Die westlich anstossenden Triaskalke sind demnach in keinerlei sichere Beziehungen zu dem Eruptivstocke zu bringen. Immerhin ist die Möglichkeit nicht vollkommen ausgeschlossen, dass derselbe jünger sei, als die gesammte ihn umgebende Trias.

Ober dem Wachthause Ramamündung beobachtet man am rechten Rama-Ufer in dem dioritischen Eruptivgesteine einzelne schmale Gänge eines sehr zersetzten hellröthlichen Eruptivgesteines. Proben davon wurden nicht mitgenommen, da frische Stücke nicht zu erhalten waren.

So viel über den Eruptivstock oberhalb Jablanica, auf welchen ohne Zweifel die alten Angaben von Roškiewicz und Sterneck über das Auftreten von Graniten im Ramagebiet sich beziehen.

Das zuletzt Mitgetheilte behandelt grösstentheils den nordwestlichen Abschnitt des Werfener Schiefer-Gebietes von Jablanica und den an der Grenze aller drei Abschnitte auftretenden dioritischen

Eruptivstock. Verhältnissmässig am wenigsten bekannt, aber anscheinend auch am einfachsten gebaut ist der nordöstliche Abschnitt, welcher von dem westlichen Nachbar nur durch das Erosionsthal der unteren Rama getrennt wird, zu dessen beiden Seiten annähernd dieselben Verhältnisse herrschen. Es hat den Anschein, als ob die Paprac-Kalke nördlich vom Priodapotok (dem untersten, rechtsseitigen Zuflusse der Rama), welche zunächst jenem Bache constant nördlich oder nordöstlich fallen, sich nördlicher flacher legen und sich sodann über die Höhen Ried Križ und über Lizoperči zum Rajan Klek hinaufziehen und dessen Triaskalkrest unterlagern würden. Doch müsste das durch Beobachtung und Begehung festgestellt werden. Dem Herabneigen der Papracschichten nördlich vom Eruptivstocke würde dann das gleiche Herabneigen in tieferes Niveau derselben Schichten am Papracberge selbst und im Süden der Eruptivmasse entsprechen. In gleicher Weise, wie auf der Höhe der Bačina über dem rothen Werfener Schiefer und wie in der Tiefe des Ramathales über demselben rothen Werfener Schiefer und gleichzeitig (nördlich von Trieščani) unter dem höheren Triaskalke wurden die Papracschichten auch auf den Höhen nördlich der Jabuka- (oder Bogšavica-) Planina (vergl. Jahrb., 1880, pag. 202) beobachtet. Auch unter dem Kalkkamme von Ostrožac westlich (Jahrb., 1880, pag. 205) wurden die Papracschichten als Einlagerungen im typischen Werfener Schiefer constatirt; im verflossenen Jahre wurden sie südlich von der letztgenannten Stelle unter der Triaskalkplatte östlich von Dobrogošče auf dem von Dobrogošče nach Krstac hinüberführenden Wege, und zwar in Verbindung mit Kalkplatten, welche die Ceratiten (Tiroliten) des Werfener Schiefers führen, nachgewiesen, während sonst die Hauptmasse der Höhen von Dobrogošče und Krstac bunter, rother und grüner, zum Theil recht alt aussehender Werfener Schiefer bildet, dem sich erst gegen Jablanica und Glogošnica herab die Papracschichten in immer mächtigerer Entwicklung anschliessen.

Der Ausgang des Bilipotok bei Glogošnica ist zum Theil schon in über den Werfener Schiefern liegenden Kalken und Rauchwacken eingeschnitten. Weiter hinein bestehen alle Abhänge weit und breit aus den Papracgesteinen, die unzweifelhaft also auch hier, wie bei Jablanica, das höchste Glied der Werfener Schiefer-Serie bilden. Bei Ravno trifft man auf den Schichtflächen ausgewitterte Gervillien und *Naticella costata* in guter Erhaltung. Halbwegs zwischen Ravno und Krstac (auf dem Kammwege westlich des Bili potok) stellt sich typischer Werfener Schiefer ein, bald flach liegend, bald steil aufgerichtet, also vielfach hin- und hergebogen, vorherrschend südöstlich streichend. Es scheint, als würde er von Krstac über die Einsattlung Skakavice, die den Kalkberg von Dobrogošče von der Velika Rečica trennt, in schmalem Zuge in's Thalgebiet von Ribič hinüberziehen; es ist hier somit eine Verbindung mit dem Schieferaufbruche von Gornj Čelebič angedeutet.

Die Höhen um Jablanica selbst, speciell jene östlich der Narenta, bestehen ausschliesslich aus den Papracgesteinen. Bei der Ueberfuhr zwischen Gornja Jablanica und Lug am linken Ufer und theilweise noch in Lug selbst treten diese Gesteine stellenweise unter dem Terrassenconglomerat hervor. Von Lug bis Glogošnica hat man entsprechend der rechten Thalseite nur das Auftreten von Papracschichten

zu verzeichnen. Die Terrassen selbst sind hier weit reducirter als am rechten Ufer. Wie schon in Verhandl., 1888, pag. 162, bemerkt wurde, sind in der Thalausweitung von Jablanica sehr regelmässig zwei Terrassensysteme entwickelt, ein höheres, älteres und ein jüngeres, tieferes. Beide sind nebeneinander ausser bei Gornja Jablanica auch am linken Doljanka-Ufer bei Bačina und am linken Narenta-Ufer bei Lug vorhanden. Das Alter dieser Narenta-Terrassen wird wohl sicher als ein diluviales angesprochen werden dürfen. Die obere Terrasse ist ausgezeichnet durch das Vorkommen sehr schöner hohler Geschiebe, welche in Verhandl. 1888, pag. 162, erwähnt wurden. Der Fund eines Kalkblockes mit grossen, wohlerhaltenen Megalodonten wurde an derselben Stelle angeführt.

Ausser diesen beiden diluvialen Schotterterrassen der Narenta-Ausweitung bei Jablanica ist noch ein conglomerirter Gehängschutt vom Abhange des Crni vrch bei Jablanica anzuführen. Er zeichnet sich durch die Neigung seiner Oberfläche vor den horizontalen Diluvialterrassen aus.

Es erübrigt zum Schlusse nur noch, ein Werfener Schiefer-Vorkommen zu erwähnen, welches im Jahrb. 1880, pag. 203, als zweifelhaft hingestellt wurde, da es nur aus der Ferne nach der Gehängfarbe eingezeichnet worden war. Es liegt am Südabhange des Kulivretrückens östlich vom Kloster Šćit im oberen Ramagebiete. Es ist bereits erwähnt worden, dass die Šibenik-Kulivret-Kalkmassen im Norden der Rama nur durch die Auswaschung dieses Flusses von den Kalkmassen westlich ober Višnjani am rechten Ramaufer getrennt sind. Diese Schlucht der Rama unterhalb des oberen Rama-Kessels ist sehr wild und ziemlich unwegsam. Unterhalb derselben taucht der Werfener Schiefer des mittleren Ramagebietes unter den Kalk der Schlucht hinab. Am Ausgange und inmitten der Schlucht selbst liegt viel Kalktuff. Bei dem ersten grösseren Mühlencomplexe nahe unter dem oberen Eingange der Schlucht bringt ein Seitenbach von Norden her durch den Kalk Schieferbrocken herab und es zeigt sich, sowie man die Höhen des Tertiärkessels von Ober-Rama erreicht hat, dass nördlich über der Kalkschlucht der Rama am südlichen Gehänge des Kulivretrückens thatsächlich abermals ein Aufbruch von Werfener Schiefern sich befindet. Er beginnt bei dem Dorfe Ploča, erstreckt sich von da am Abhange des Kulivretzuges gegen Osten und reicht hoch an die Gehänge hinan. Nachdem im Graben nördlich von Ploča der Dolomit tiefer herabreicht als der Werfener Schiefer, so dass der Graben an seinem Ausgange gegen die Tertiärniederung den Dolomit durchbricht, muss der Aufschluss wohl eine durch einseitige Denudation blossgelegte anticlinale Aufwölbung des Werfener Schiefers unterhalb der geringmächtigen Kalkdecke darstellen. Der Werfener Schiefer von Ploča ist grösstentheils von der rothen, sandig-glimmerigen Beschaffenheit des typischen alpinen Werfener Schiefers. Die Erstreckung des Aufschlusses in östlicher und nordöstlicher Richtung bleibt noch zu verfolgen. Am Nordabhange des Kulivretrückens scheint derselbe nirgends zu Tage zu treten. Derselbe besteht vielmehr durchaus aus Kalk, welcher stellenweise, so bei Prozor westlich, von hochhinanreichenden schuttartigen Tertiärbildungen überdeckt wird.

Ueber die Gesteine des Eruptivstockes von Jablanica an der Narenta.

Von C. v. John.

(Mit einer Skizze im Text.)

Im Anschlusse an die vorstehende Arbeit Dr. Bittner's, in welcher derselbe die von ihm auf einer Reise in Bosnien und der Herzegowina gemachten geologischen Beobachtungen veröffentlicht, gebe ich im Folgenden eine Beschreibung der Gesteine von Jablanica in der Herzegowina, die Herr Dr. Bittner bei dieser Gelegenheit sammelte.

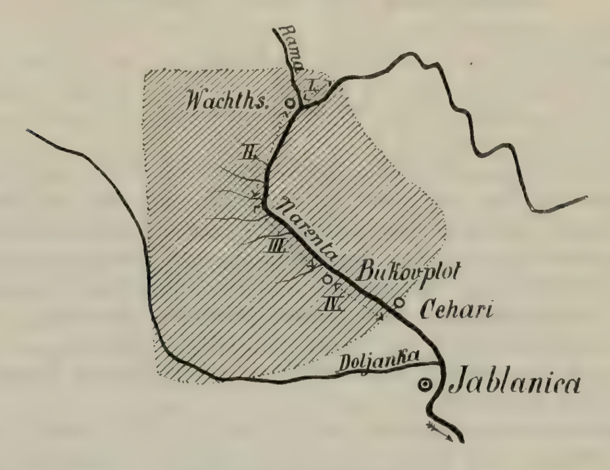
Was das geologische Vorkommen derselben anbelangt, so verweise ich darüber auf die oben citirte Arbeit Dr. Bittner's.

Hier sei nur das Wichtigste über das Auftreten dieser Gesteine kurz nochmals erwähnt.

Die Eruptivgesteinsmasse von Jablanica tritt in der Form eines mächtigen Stockes zu Tage, dessen grösster Durchmesser (von SW. nach NO.) in der Luftlinie wohl an 5 Kilometer beträgt. Diese Masse wird nördlich von Jablanica von der Narenta in einer tiefen Schlucht durchbrochen und auch der unterste Lauf der Rama schneidet in das Eruptivgestein ein, in welchem die Vereinigung beider Flüsse stattfindet, (man vergl. die auf der folgenden Seite eingeschaltete topographische Skizze). Die Eruptivmasse ist allseitig umgeben von triadischen Bildungen, und zwar im Süden, Osten und Norden von Werfener Schiefern, respective von diesem Niveau zufallenden Schiefern und Kalken, im Westen von jüngeren Triaskalken und Dolomiten. Es lässt sich über das Alter dieses Eruptivstockes aus den geologischen Verhältnissen erschliessen, dass dasselbe ein jüngeres sein müsse als jenes der Werfener Schiefer ist, daher höchstens ein mitteltriadisches sein könne. Die Westgrenze gegen die Triaskalke der Plazagruppe ist zu Schlüssen auf das gegenseitige Altersverhältniss der zusammenstossenden Gesteine nicht geeignet, da dieselbe eine Bruchlinie von möglicherweise jüngerem Alter, als beide Gesteine sind, sein kann. Eine obere Altersgrenze dieses Eruptivgesteines zu fixiren, ist nach den gegenwärtig vorliegenden Beobachtungen somit unmöglich.

Da die Gesteine von Jablanica geologisch genommen als eine einheitliche Masse aufzufassen sind, so werden hier dieselben, obschon sie petrographisch oft recht verschieden ausgebildet erscheinen, auch in einer zusammenhängenden Darstellung beschrieben und die einzelnen Ausbildungen und Mischungen erst später erwähnt, umsomehr, da die sie zusammensetzenden einzelnen Mineralien doch, mit Ausnahme der accessorisch vorkommenden, dieselben sind.

Die Gesteine bestehen im Wesentlichen aus Plagioklas, Augit (Diallag und gewöhnlichem monoklinen Augit), Hornblende, Biotit und Magnetit, zu denen sich accessorisch Quarz, Olivin und Titanit gesellen. Durch die verschiedenartige Mischung dieser Bestandtheile, wobei einzelne der oben genannten Mineralien manchmal in grosser Menge entwickelt sind, während sie in anderen Fällen nur accessorisch vorkommen oder auch ganz fehlen, entstehen nun äusserlich



Eruptivstock von Jablanica.

Zone I. Besteht im Wesentlichen aus Dioriten, die oft Quarz führen. Zone II. Vornehmlich Gabbros, daneben aber auch, als Schlieren in denselben, basische hornblendereiche und saurere, fast nur aus Oligoklas bestehende Gesteine. Zone III. Olivingabbros. Zone IV. Augitdiorite.

und auch im Dünnschliff sehr verschieden aussehende Gesteine, die den Gabbros, Dioriten, Olivingabbros oder Augitdioriten zuzurechnen und durch allmälige Uebergänge mit einander verbunden sind. Da die einzelnen, die Gesteine zusammensetzenden Mineralien im Wesentlichen in gleicher Ausbildung erscheinen, so sei vorerst eine kurze Beschreibung derselben gegeben, an die sich dann die der einzelnen Ausbildungsformen schliesst.

Der Hauptbestandtheil der in allen Varietäten rein körnig entwickelten Gesteine ist der Feldspath.

Derselbe erscheint durchwegs in frischen Krystallen, ist meist wasserhell durchsichtig und zeigt sehr schöne polysynthetische Verzwillingung.

An Einschlüssen ist er in manchen der Gesteine sehr arm; er enthält nur einzelne Krystallkörnchen von Augit, oft auch Magnetit, in schönen quadratischen Durchschnitten. Oft aber enthält er auch bedeutende Mengen der genannten Mineralien neben zahlreichen kleinen Krystalleinschlüssen, deren Natur sich nicht bestimmen lässt. In anderen Gesteinen ist er durch ein Haufwerk winziger Einschlüsse von kleinen Körnchen getrübt oder enthält auch zahlreiche lange, nicht opake kleine Nädelchen eingeschlossen, die oft an manchen Stellen angehäuft erscheinen.

In dieser Ausbildung zeigt er also die bekannte Structur vieler Plagioklase der Gabbros. Um eine genaue Feststellung der Natur der Feldspäthe zu ermöglichen, wurde aus zwei Gesteinsstücken mit Hilfe der Thoulet-Goldschmid'schen Lösung der Feldspath isolirt und eine chemische Analyse desselben vorgenommen. Der eine Feldspath wurde aus einem Gestein, das aus der Mitte des Gesteinscomplexes herstammt (auf der im Anfange der Arbeit gegebenen Karte mit Zone II bezeichnet) entnommen und ergab seine chemische Untersuchung folgende Resultate:

Kieselsäure	46·80	Procent
Thonerde	33·50	"
Eisenoxyd	0·90	"
Kalk	15·85	"
Magnesia	0·56	"
Kali	0·21	"
Natron	2·23	"
Glühverlust	0·67	"
Summe	100·72	Procent

Aus dieser Analyse ist ersichtlich, dass der Feldspath ein sehr basischer ist und als Bytownit bezeichnet werden kann. Er stimmt in seiner Zusammensetzung am besten überein mit der Mischung Ab_1 An_4, die nach Tschermak[1]) folgende Zusammensetzung hat:

Kieselsäure	47·9	Procent
Thonerde	33·6	"
Kalk	16·3	"
Natron	2·2	"
	100·0	Procent

Aus einem anderen, vom Südrande des Gesteinscomplexes herrührenden augitdioritischen Gestein ergab der isolirte Feldspath folgende chemische Zusammensetzung:

[1]) Dr. G. Tschermak, Chemisch-mineralogische Studien. I. Die Feldspathgruppe. Wien, Sitzungsberichte der mathem.-naturw. Classe. 1865, L. Band, I. Abtheilung, pag. 566.

Kieselsäure	53·50	Procent
Thonerde	29·65	"
Eisenoxyd	0·20	"
Kalk	11·55	"
Magnesia	0·28	"
Kali	0·77	"
Natron	4·67	"
Glühverlust	0·75	"
Summe	101·37	Procent.

Diese Analyse stimmt nicht überein mit der obigen und zeigt, dass der Feldspath hier ein sauerer ist und am besten mit der Mischung $Ab_3\ An_4$ übereinstimmt, also ein typischer Labrador ist.

Die Mischung $Ab_3\ An_4$ hat folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure	53·6	Procent
Thonerde	29·8	"
Kalk	11·7	"
Natron	4·9	"
Summe	100·0	Procent.

Die Uebereinstimmung der oben angeführten Analyse ist also eine ziemlich vollkommene.

Unter den Gesteinen von Jablanica, die im Allgemeinen eine dunkle Farbe zeigen, befindet sich auch ein lichtes, weitaus vorwiegend aus Feldspath bestehendes Gestein, das in Form von lichten Schlieren, nahe unterhalb des Wachthauses „Ramamündung" in den dunklen gabbroartigen Gesteinen vorkommt.

Dasselbe hat folgende chemische Zusammensetzung:

Kieselsäure	62·90	Procent
Thonerde	22·80	"
Eisenoxyd	1·05	"
Kalk	3·55	"
Magnesia	0·40	"
Kali	0·53	"
Natron	8·49	"
Glühverlust	0·90	"
Summe	100·62	Procent.

Wenn auch die vorstehende Analyse nicht direct die eines Feldspathes ist, so kann man doch aus derselben mit Sicherheit schliessen, dass ausser den oben erwähnten basischen Feldspäthen auch viel saure Feldspäthe in den Jablanicaer Gesteinen vorkommen und daher an der Zusammensetzung derselben Gesteinsmasse sehr verschiedene Plagioklase theilnehmen.

Die vorstehende Analyse deutet auf einen Feldspath hin, der beiläufig der Mischung $Ab_4\ An_1$ entspricht mit

Kieselsäure	63·2	Procent
Thonerde	23·3	„
Kalk	4·2	„
Natron	9·3	„
Summe .	100·0	Procent

und also jedenfalls in die Gruppe der Oligoklase zu zählen ist.

Der Augit der Gesteine ist in allen Fällen ein monokliner. Es kommen aber fast in allen Varietäten zweierlei Augite vor, und zwar ein typischer Diallag und ein gewöhnlicher monokliner Augit.

Der Diallag ist sehr licht gefärbt und erscheint im Dünnschliffe mit lichtbrauner Farbe. Er ist sehr schwach pleochroitisch, so dass der Pleochroismus oft nicht mehr nachweisbar ist. In Querschnitten kann man deutlich die doppelte Spaltbarkeit nach dem Prisma und dem Orthopinakoid nachweisen.

Meist erscheint der Diallag aber in schlecht begrenzten Krystalloiden.

In Längsschnitten, die immer fein parallel gestreift erscheinen, beträgt das Maximum der Auslöschung 45 Grad. An Einschlüssen sind manche Diallage sehr arm, während andere ganz davon erfüllt sind, so dass nur an einzelnen Stellen der Diallag deutlich zu sehen ist. In Schliffen desselben Gesteines finden sich sehr einschlussreiche und auch fast einschlussfreie Diallage vor.

Die Einschlüsse sind theils parallel angeordnete schwarze Nadeln, die nur nach einer Richtung, und zwar parallel der Hauptaxe angeordnet sind, in vielen Fällen aber auch in zwei aufeinander senkrechten Richtungen, wobei eine Richtung der *C*-Axe entspricht, theils auch ein Haufwerk von schwarzen Pünktchen, daneben oft sehr deutlich nachweisbare Blättchen und Krystalle verschiedener Minerale, besonders Hornblende und Biotit, seltener Magnetit und Eisenglanz. Manche Diallage sind vollkommen durchsetzt mit kleinen Läppchen von Hornblende und Biotit.

In vielen Fällen lässt sich nachweisen, dass alle kleinen Läppchen von Hornblende gleich orientirt sind, indem dieselben im Dünnschliffe zwischen den Nicols zu gleicher Zeit dunkel werden.

Es scheint also da eine innige Verwachsung und Durchdringung von Diallag und Hornblende vorzuliegen, wobei aber fast immer der Diallag eine zusammenhängende Masse darstellt. Auch die äussere Umgrenzung entspricht dem Diallag, während die Hornblende in einzelnen Lappen unregelmässig vertheilt erscheint. Der Diallag ist oft verwachsen mit Hornblende und Biotit, und zwar ist die Verwachsung entweder eine gesetzmässige, wobei die Längsaxe bei den Mineralien gemeinsam ist, oder aber ist die Verwachsung auch eine unregelmässige, besonders häufig die oben erwähnte, wobei der Diallag ganz durchdrungen erscheint von Hornblende. Sehr häufig bildet auch der Diallag

die Mitte eines ganzen Conglomerates und ist ringsum von Hornblende oder Biotit, oder auch von beiden Mineralien umwachsen.

Zwillinge und Einschaltungen von Augitlamellen nach dem Orthopinakoid sind sehr häufig. Letztere sind oft so zahlreich, dass die Durchschnitte der Augite zwischen den Nicols wie Plagioklase aussehen.

Ausser dem Diallag kommt noch ein zweiter monokliner Augit vor, der sich durch seine intensive Farbe und Pleochroismus auszeichnet.

Derselbe ist in dieser Beziehung sehr ähnlich dem Hypersthen. Er ist von lichtrothbrauner Farbe und zeigt im Schliffe Farbentöne von lichtgelbbraun zu lichtrothbraun, beim Drehen des Objecttisches bei eingesetztem unteren Nicol. Seine optischen Eigenschaften zeigen jedoch, dass es gewiss ein monokliner Augit ist, indem in Längsschnitten gewöhnlich eine gegen die Längsrichtung und Spaltrisse schiefe Auslöschung constatirt wurde, die jedoch trotz häufig durchgeführter Versuche im Maximum blos 26 Grad betrug. In Längsschnitten, die eine gerade oder fast gerade Auslöschung zeigen, konnte der Austritt einer optischen Axe constatirt werden, was auch die monokline Natur dieses Augites beweist. Dieser Augit ist fast vollständig frei von Einschlüssen und erscheint meist in Form schlecht ausgebildeter Krystalle ohne scharfe Umgrenzung.

Die Hornblende ist durchgehends in allen Gesteinen braungrün und stark pleochroitisch. Sie ist selten in gut ausgebildeten Krystallen entwickelt, sondern meist in, an den Enden zerfaserten Säulen vorhanden. In Querschnitten zeigt sie sehr schön die Spaltbarkeit.

An Einschlüssen ist sie im allgemeinen sehr arm, sie zeigt höchstens Einschlüsse von Erzen. Nur in einigen aus der Mitte des Gesteinscomplexes stammenden Gesteinen, bei denen schon äusserlich grosse schwarze Hornblendepartien (bis 1 Centimeter im Durchmesser) besonders auffallen, ist die Hornblende erfüllt mit, als Einschlüssen ziemlich grossen, gut ausgebildeten Plagioklasen und einzelnen Augitkörnchen. Die Hornblende ist sehr häufig verwachsen mit Augit und Biotit, wie dies schon bei der Beschreibung des Diallags erwähnt wurde.

Der Biotit zeigt die gewöhnliche Ausbildung und ist immer vollkommen frisch und sehr stark pleochroitisch. Er ist, wie schon erwähnt wurde, oft mit Augit und Hornblende verwachsen. Seine Farbe ist im Schliffe lichtbraun.

Magnetit kommt in fast allen Gesteinen, sowohl in grösseren unregelmässig begrenzten Partien, als auch in schönen einzelnen Krystallen vor, die im Dünnschliff als Quadrate erscheinen. Von accessorischen nicht in allen Gesteinen vorkommenden Mineralien wären zu erwähnen:

Quarz, der blos hier und da in einzelnen unregelmässigen Körnchen, besonders in den, den Augitdioriten nahestehenden Gesteinen vorkommt.

Olivin in einzelnen nicht eben grossen farblosen Körnern von der gewöhnlichen Beschaffenheit, mit Einschlüssen eines Erzes, das

beim Kochen mit Salzsäure, wobei natürlich der Olivin zersetzt wurde, unzersetzt blieb, also wahrscheinlich Chromit sein dürfte.

Apatit ziemlich selten, hier und da etwas grössere Säulchen bildend, endlich Titanit, hier und da in Körnchen von licht braungelber Farbe.

Ich gehe nun zur Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen über, wobei ich zuerst die Gesteine des südlichen Randes (der Jablanica am nächsten liegt) der Gesteinsmasse, dann die Gesteine, die mehr in der Mitte liegen und dann die des nördlichen Randes kurz erwähnen will. Die Gesteine, die im südlichen Rand des Gebietes vorkommen (in dem am Anfange der Arbeit gegebenen kleinen Kärtchen mit Zone IV bezeichnet), nähern sich im Allgemeinen am meisten den Augitdioriten. Es sind rein körnige Gesteine, die einen ziemlich basischen Feldspath (Labrador) führen, der gemengt erscheint mit Diallag, gewöhnlichem Augit, Hornblende und Biotit, accessorisch treten auf Quarz, Titanit und Apatit. Diese Gesteine sind an ihren Klüften oft mit einem Ueberzug von schwarzer Hornblende überdeckt. Ausserdem sind in der Hornblende des Ueberzuges einzelne, oft ein Centimeter lange Krystalle von Titanit von licht gelbbrauner Farbe eingebettet.

Diese Gesteine sind in ihrer petrographischen Ausbildung fast vollkommen gleich mit den von Hussak beschriebenen Augitdioriten von Schemnitz [1]), wie directe Vergleiche der Dünnschliffe ergaben. Die Dünnschliffe, die dabei benützt wurden, verdanke ich Herrn Baron Foullon, der eine Reihe der Originaldünnschliffe Dr. Hussak's besitzt.

Um auch in chemischer Beziehung eine Vergleichung der Gesteine vornehmen zu können, wurde neben dem Gesteine von Jablanica ein typischer Augitdiorit aus der hinteren Kisowa bei Schemnitz (den ich der Güte des Herrn Ludwig v. Cséh, königlich ungarischer Montangeologe in Schemnitz, verdanke, der auf meine Bitte mir ein Stück dieses Gesteines sendete, wofür ich ihm zu lebhaftem Danke verpflichtet bin) einer chemischen Analyse unterzogen.

Der Augitdiorit von dem südlichen Rand des Eruptivstockes von Jablanica ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

Kieselsäure . . .	46·95	Procent
Thonerde	20·35	„
Eisenoxyd	9·65	„
Kalk	12·07	„
Magnesia	4·60	„
Kali	1·02	„
Natron	3·38	„
Glühverlust . . .	1·00	„
Summe .	99·02	Procent

[1]) Dr. Eugen Hussak, Beiträge zur Kenntniss der Eruptivgesteine der Umgebung von Schemnitz. Wien. Sitzb. der k. Akad. der Wissensch. 1880, I. Abtheilung. LXXXII Band, pag. 177 ff.

Der aus dem Gesteine isolirte Feldspath zeigt folgende chemische Zusammensetzung:

Kieselsäure . . .	53·50	Procent
Thonerde	29·65	„
Eisenoxyd	0·20	„
Kalk	11·55	„
Magnesia	0·28	„
Kali	0·79	„
Natron	4·67	„
Glühverlust . . .	0·75	„
Summe .	101·39	Procent

Dieser Feldspath ist also, wie schon bei der Beschreibung der Feldspäthe im Allgemeinen erwähnt wurde, ein Labrador.

Der Augitdiorit von der hinteren Kisowa bei Schemnitz ergab bei seiner chemischen Untersuchung folgende Resultate:

Kieselsäure . . .	55·40	Procent
Thonerde	16·80	„
Eisenoxyd	9·25	„
Kalk	7·60	„
Magnesia	5·19	„
Kali	1·39	„
Natron	3·60	„
Glühverlust . . .	1·25	„
Summe .	100·48	Procent.

Der aus demselben isolirte Feldspath hat folgende Zusammensetzung:

Kieselsäure . . .	57·50	Procent
Thonerde	25·45	„
Eisenoxyd	1·40	„
Kalk	9·15	„
Magnesia	0·55	„
Kali	0·89	„
Natron	4·65	„
Glühverlust . . .	0·45	„
Summe .	100·04	Procent

Da das Gestein aus der hinteren Kisowa ziemlich feinkörnig ist, so gelang es nicht, den Feldspath vollkommen rein zu erhalten, deshalb stimmt auch die Analyse nicht vollkommen auf einen bestimmten Feldspathtypus. Jedenfalls steht dieser Feldspath beiläufig zwischen Andesin und Labrador, zwischen den Mischungen $Ab_4\ An_3$ und $Ab_1\ An_1$, die nach Tschermak folgende Zusammensetzung verlangen:

	$Ab_4\ An_3$	$Ab_1\ An_1$
Kieselsäure . .	57·3 Procent	55·4 Procent
Thonerde . . .	27·3 „	28·5 „
Kalk	8·9 „	10·4 „
Natron	6·5 „	5·7 „
Summe .	100·0 Procent	100·0 Procent.

Die beiden Gesteine sind also auch chemisch ziemlich ähnlich zusammengesetzt. Die Feldspäthe derselben sind Labradore, oder stehen wenigstens dem Labrador sehr nahe. Der Feldspath des Schemnitzer Gesteines ist ein saurerer und dem entsprechend auch die Gesammtzusammensetzung desselben eine saurere. Bei beiden ist der Kieselsäuregehalt des Gesteines ein geringerer, als der des Feldspathes, was besonders bei dem Gestein von Jablanica deutlich hervortritt. Es erklärt sich dies durch den bedeutenden Gehalt an Biotit, der auch bei dem Gestein von Jablanica grösser ist als bei dem von Schemnitz.

Beim weiteren Vordringen an der Narenta aufwärts, die Mitte der Gesteinsmasse bildend, folgen nun Gesteine (auf dem Kärtchen der Zone III entsprechend), die sich von den vorbeschriebenen nur dadurch unterscheiden, dass dieselben keinen Quarz führen, dagegen in allen mir vorliegenden Proben Olivin enthalten. Die Menge desselben ist nie bedeutend und ist derselbe auch nie in grossen Krystallen entwickelt, sondern bildet nur kleine Körner. Er enthält, wie schon erwähnt wurde, ein schwarzes Erz, das sich in Salzsäure nicht löst, daher wahrscheinlich Chromit ist. Der Olivin selbst löst sich im Dünnschliffe schon in der Kälte in concentrirter Salzsäure. In den mir vorliegenden Gesteinen ist er vollkommen frisch und zeigt nur hier und da an den Sprüngen beginnende Serpentinbildung.

Diese Gesteine, die sich durch ihren hohen Gehalt an Diallag auszeichnen, sind also wohl als Olivingabbros zu bezeichnen.

Die Gesteine, die weiter im N., auch aus der Mitte des Gesteinscomplexes stammen (auf der Karte der Zone II entsprechend), schliessen sich theils den augitdioritischen Gesteinen des S.-Randes an, nur sind sie feinkörniger als dieselben, theils sind es fast schwarz erscheinende sehr hornblendereiche Gesteine. Letztere kommen mehr nördlich vor und bilden nur einzelne kleinere Partien der Gesteinsmasse.

Die ersteren sind sehr frisch und enthalten neben viel Diallag auch ziemlich viel gewöhnlichen, stark pleochroitischen Augit von den beschriebenen Eigenschaften. Die Feldspathe sind durchwegs frisch und hie und da erfüllt von Einschlüssen nicht opaker, parallel angeordneter Nadeln. In anderen Gesteinen sind sie sehr reich an Einschlüssen von Augitkörnchen und Magnetit.

Diese Gesteine sind also sowohl wegen ihres hohen Diallaggehaltes, als auch wegen der Ausbildung ihrer Feldspäthe als Gabbros zu bezeichnen, obschon manche Ausbildungen durch Zurücktreten des Diallages und stärkere Entwicklung der Hornblende sich mehr den Augitdioriten nähern.

Von einem der gabbroartigen Gesteine der Zone II wurde eine chemische Analyse vorgenommen, die folgende Resultate ergab:

Kieselsäure . . .	40·49	Procent
Thonerde . . .	16·20	„
Eisenoxyd . . .	22·10	„
Kalk	14·25	„
Magnesia . . .	7·04	„
Kali	0·19	„
Natron	1·45	„
Glühverlust . . .	0·05	„
Summe .	101·77	Procent.

Der aus diesem Gestein isolirte, dem Bytownit zuzurechnende Feldspath hat, wie schon früher angeführt wurde, folgende chemische Zusammensetzung:

Kieselsäure . . .	46·80	Procent
Thonerde . . .	33·50	„
Eisenoxyd . . .	0·90	„
Kalk	15·85	„
Magnesia . . .	0·56	„
Kali	0·21	„
Natron	2·23	„
Glühverlust . . .	0·67	„
Summe .	100·72	Procent.

Bei der Bauschanalyse dieses Gesteines ist der sehr niedrige Kieselsäuregehalt auffällig, der noch bedeutend unter dem des sehr basischen Feldspathes liegt. Es lässt sich dies wohl auf den Gehalt an Biotit und besonders auf die jedenfalls sehr eisenreiche und deshalb wohl verhältnissmässig kieselsäurearme Hornblende zurückführen.

Die hornblendereichen Gesteine, die, wie schon erwähnt, in Form von Schlieren in den Gabbros vorkommen, führen weniger Feldspath und Augit als die bisher erwähnten Gesteine und enthalten neben der gewöhnlichen in kleineren Säulchen vorkommenden Hornblende, einzelne grössere, auch äusserlich schon bemerkbare Hornblendepartien, die sich im Dünnschliff als einem Individuum angehörig erweisen und von zahlreichen kleineren, scharf ausgebildeten Plagioklasen und einzelnen Diallagkörnern durchsetzt erscheinen.

In den Gabbros der Zone II finden sich auch in Form von weissen Schlieren, besonders in der Nähe des Wachthauses, das an der Einmündung der Rama in die Narenta liegt, weisse feinkörnige, fast nur aus Feldspath bestehende Gesteine. Dieselben zeigen dementsprechend auch im Dünnschliff fast nur Feldspath, und zwar erscheint derselbe theils in grösseren Leisten, theils in Form von kleineren Körnern und Leistchen, die den Raum zwischen den grösseren Feldspäthen ausfüllen. Ausser Feldspath finden sich nur noch einzelne Quarzkörner und hie und da kleine Partien von Hornblende und Biotit. Jedenfalls ist die Menge des Feldspathes eine so überwiegende,

dass die Bauschanalyse des Gesteines einen Schluss auf die Beschaffenheit des Feldspathes mit voller Sicherheit zu ziehen erlaubt.

Die chemische Zusammensetzung, die schon bei der allgemeinen Beschreibung der Feldspäthe gegeben wurde, ist die folgende:

Kieselsäure . . .	62·90	Procent
Thonerde . . .	22·80	„
Eisenoxyd . . .	1·05	„
Kalk	3·55	„
Magnesia . . .	0·40	„
Kali	0·53	„
Natron	8·49	„
Glühverlust . . .	0·90	„
Summe .	100·62	Procent

Aus dieser Analyse wurde geschlossen, dass das Gestein vorwiegend aus einem Oligoklas zusammengesetzt ist, weil beim Pulvern und Einstreuen in Jodkaliumjodquecksilberlösung bei beiläufig 2·652 Dichte der Lösung fast der ganze Feldspath zu Boden fällt, während in der dichten Lösung beim allmäligen Verdünnen derselben nur geringe Mengen zu Boden fielen.

Die den N.-Rand des Eruptivstockes bildenden Gesteine (Zone I des Kärtchens) zeichnen sich besonders durch ihren Reichthum an Hornblende aus, während andererseits der Augit nur in einzelnen Körnern auftritt oder auch vollständig verschwindet. Ebenso tritt der Biotit stark zurück.

Diese Gesteine stellen also Diorite dar. In denselben finden sich auch hie und da Quarzkörner, so dass Gesteine vorliegen, die man fast als Quarzdiorite bezeichnen könnte.

Ein grosser Theil der Gesteine der Zone I ist im Gegensatze zu den bisher aufgeführten stark zersetzt. Es liegen nach den Angaben Dr. Bittner's nur wenige Aufschlüsse in diesem Gebiete vor und war es ihm deshalb schwer, frischere Gesteine von dort zu erhalten.

Schluss.

Die Gesteine von Jablanica geben ein Beispiel eines geologisch einheitlichen Eruptivstockes, der aber in der Ausbildung der Gesteine. die ihn zusammensetzen, wesentliche Unterschiede zeigt.

Es ist deshalb für den Geologen, der für derartige Eruptivstöcke gerne einen einheitlichen Namen anwendet, schwer, eine solche Eruptivmasse zu bezeichnen. Die Gesteine müssen vom petrographischen Standpunkte als Augitdiorite, Gabbros, Olivingabbros und Diorite bezeichnet werden, die durch allmälige Uebergänge mit einander verbunden erscheinen.

Wie das beigegebene Kärtchen deutlich erkennen lässt, besteht die Mitte des Eruptivstockes, soweit dies nach den Aufschlüssen an der Narenta erkennbar ist, aus den basischesten Gesteinen, Olivingabbro und Gabbro (mit Bytownit als Feldspath), und gehen diese Gesteine gegen den Rand des Eruptivstockes in sauerere über, und zwar im S. in Augitdiorite (mit Labrador), im N. in Diorite und selbst Quarzdiorite.

Es wurde von Judd[1]) in seiner Arbeit über Schemnitz angenommen, dass die dort vorkommenden „Syenite“ [2]), Propylite und Andesite einem geologischen Körper angehören, eine Annahme, die sich nach den, auf Grund von Mittheilungen des Herrn Montangeologen Ludwig v. Cséh gegebenen Notizen G. v. Rath's [3]) als unhaltbar zu erweisen scheint. Es sind dies übrigens auch viel verschiedenere Gesteine, als die hier vorliegenden von Jablanica, die im Wesentlichen aus denselben Gemengtheilen bestehen und nur durch den verschiedenen Plagioklas und das Vorherrschen oder Zurücktreten, oder auch Verschwinden einzelner Bestandtheile wechselnde Gesteine bilden.

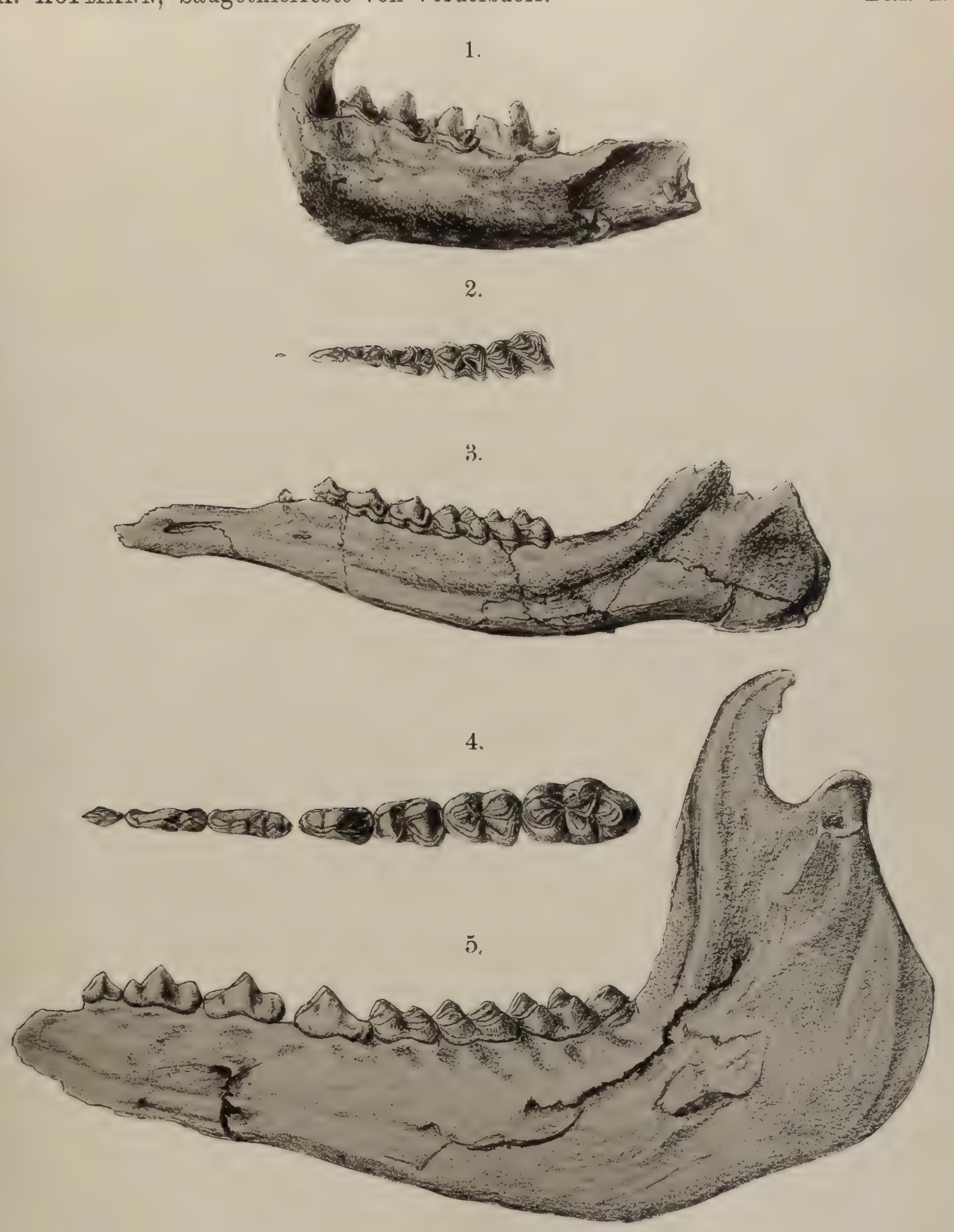
---

[1]) Ancient volcano of the District of Schemnitz. Quart. journ. geol. soc. 1876.

[2]) Die Syenite sind nach den Untersuchungen Judd's selbst, ferner G. v. Rath's und Hussak's quarzführende Diorite.

[3]) „Vorträge und Mittheilungen“, Sitzungsber. der niederrheinischen Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. December 1877 und Jänner bis März 1878.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



Aut. del.

Lichtdruck von Jaffé & Albert, Wien.

Verlag von **Alfred Hölder,** k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.



V. Uhlig: Westgalizische Sandsteinzone.

Taf. II.

Profil I.

N.N.O. — S.S.W.

Fortsetzung von Profil I.

N.N.O. — S.S.W.

Profil II.

N.N.O. — S.S.W.

Profil III.

N.N.O. — S.S.W.

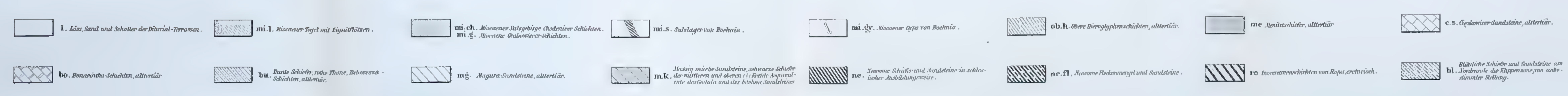
Fortsetzung von Profil III.

N.O. — S.W.

Profil IV.

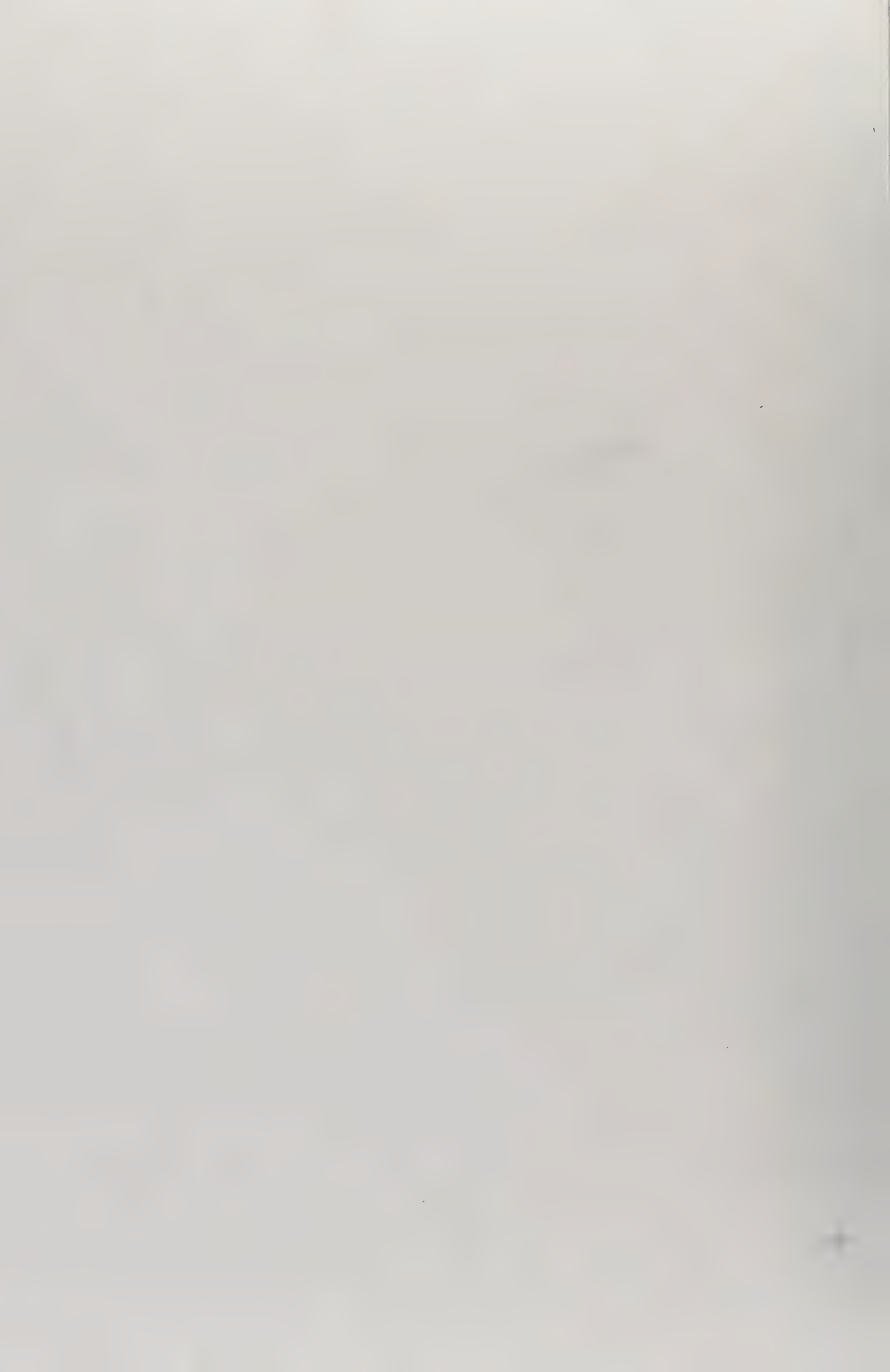
N.N.O. — S.S.W.

Maßstab der Längen 1:75000, Maßstab der Höhen 1:50000.



Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVIII 1888.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.



Inhalt.

1. und 2. Heft.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp., in Wien.

Ausgegeben am 1. September. 1888.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1888. XXXVIII. BAND.

3. HEFT.

Mit Tafel III—VII.



WIEN, 1888.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

Rothenthurmstrasse 15.



Geologische Beschreibung der Umgebung von Říčan.

Von **Friedrich Katzer** in Prag.

Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. III und IV).

Vorbemerkung.

Die Umgebung der etwas über 20 Kilometer südöstlich von Prag entfernten kleinen Bezirksstadt Říčan bietet infolge der Lage derselben nahe an der Grenze zwischen dem mittelböhmischen Granitcomplex und dem Schiefergebirge für den Geologen sehr viel des Beachtenswerthen, ja ich nehme keinen Anstand, dieselbe für den geologisch interessantesten Punkt im Osten der Landeshauptstadt zu erklären.

Trotzdem ist die Umgebung von Říčan bis jetzt geologisch nicht genau untersucht und folglich auch nicht richtig beschrieben worden, obwohl sie mehrmals behufs Kartirung begangen worden ist. Abgesehen von Erwähnungen in allgemeineren Publicationen älteren und neueren Datums, die dieser Gegend eine besondere Beachtung zu schenken im Vorhinein keine Veranlassung hatten, befassen sich mehr oder weniger eingehend mit ihr, oder doch mit einem Theile derselben, folgende Autoren:

1. Fr. A. Reuss: Mineralogische Beschreibung der Herrschaften Unter-Brzezan, Kamenitz und Manderscheid. Hof 1799.

2. T. C. Gumprecht: Die Grenze des Granit- und Uebergangsgebirges zwischen Böhmisch-Brod und Klattau in Böhmen. (In C. J. B. Karsten's Archiv für Mineralogie, Geognosie etc., X. Bd.) Berlin 1837.

3. Ferd. Freih. v. Andrian: Beiträge zur Geologie des Kauřimer und Taborer Kreises in Böhmen. (Jahrb. der k. k. geol. R.-A., VIII. Bd.) Wien 1863.

4. J. Krejčí und R. Helmhacker: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebungen von Prag. (Archiv der naturw. Landesdurchf. von Böhmen. IV. Bd., Nr. 2.) Prag 1879.

5. Dr. Em. Bořický: Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens. (Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen. IV. Bd., Nr. 4.) Prag 1882.

Ich werde im Folgenden vielfach Gelegenheit haben auf dieselben zu verweisen und ihre Angaben zu corrigiren.

Ich bitte die vorliegende Beschreibung der geologischen Beschaffenheit der weiteren Umgebung von Řičan als ein erstes Ergebniss von Studien zu betrachten, zu welchen ich durch die bei oftmals wiederholten Begehungen des Contactgebietes zwischen dem mittelböhmischen Schiefer- und Granitgebirge gewonnene Ueberzeugung, dass dieser höchst interessanten Zone in der bestehenden Literatur kaum die oberflächlichste Beachtung zu Theil geworden ist, veranlasst worden bin. Ich gedenke derselben möglichst bald die Beschreibung der südlicher gelegenen Partien des bezeichneten Contactgebietes folgen zu lassen.

Topographische Uebersicht.

Das hier in Betracht kommende, etwa 4 Quadratmeilen umfassende Gebiet ist ein Hügelland, im welchem sich so recht der Zusammenhang zwischen Oberflächenbeschaffenheit und geologischem Bau darthut. Wendet man sich z. B. auf dem eine freie Umschau gewährenden Berge Tehovská Hůra (4 Kilom. SO. von Řičan) gegen Nordwest, so übersieht man einen in sanften Wellen weithin sich erstreckenden felderreichen Landstrich, dessen flache Höhenzüge das Auge ungehemmt bis in weite Ferne schweifen lassen. An klaren Tagen vermag man am nordwestlichen Horizont deutlich die Prager Vororte und besonders den St. Veits-Dom zu erblicken und dahinter die Anhöhen der nordwestböhmischen Kreideformation sammt einzelnen aus deren Gebiet sich erhebenden Basaltkuppen, welche mit ihren schwachen blauen Umrissen den äussersten Horizont abgrenzen.

Hat man dieses in flachen Contouren sich abzeichnende, den ruhigen und freundlichen Eindruck einer Feldgegend machende Bild in sich aufgenommen, und wendet man sich nun um zum Ausblick in gerade entgegengesetzter Richtung, so wird man überrascht von dem ganz verschiedenen Charakter der Gegend, welche der hier gegen Südosten ziemlich beschränkte Horizont zu überschauen gestattet. Hier steigt eine Kuppe hinter der anderen empor, ziemlich alle bewaldet, da und dort eine mit ihrem abgerundeten Scheitel die niedrigeren, sie umgebenden, überragend. Der Unterschied in der Oberflächengestaltung des westlichen Schiefer- und des östlichen Granitgebietes ist wirklich frappirend.

Das ganze Gebiet umfasst 123 Quadratkilometer, indem es sich zwischen 32° 14′ 30″ und 32° 25′ 30″ östl. Länge (von Ferro) und 49° 57 und 50° 2′ 30″ nördl. Breite erstreckt. Es ist auf dem weiter unten beigefügten Kärtchen dargestellt. Die dargestellte Gegend fällt zur kleineren — nördlichen — Hälfte auf die Genstb.-Karte Zone 5, Col. XI, zur grösseren — südlichen — Hälfte auf das Blatt Zone 6, Col. XI.

Das Terrain steigt von NW. gegen SO. verhältnissmässig schnell auf, jedoch in streng südöstlicher Richtung sachter als gegen Osten

oder gegen Süden. In der Linie Aúřinowes-Říčan-Klokočná, die etwa der Diagonale von der oberen linken zur unteren rechten Ecke unseres Kärtchens entspricht, sind die Höhen der einzelnen Punkte folgende: Aúřinowes 290 Meter Seehöhe, Kolowrat 311 Meter, Říčan 339 Meter, die Franz Josefsbahn 366 Meter, der Říčaner Wald 400 Meter, der Berg Tehov 459 Meter, der Berg Hůra 475 Meter, Klokočná 498 Meter und endlich der Wald Wysoký in der SO.-Ecke des Kärtchens 502 Meter Seehöhe. Es steigt also das Terrain in ziemlich schneller Zunahme um mehr als 200 Meter. Demgemäss finden alle in den waldreichen östlichen Gegenden entspringenden Gewässer in nordwestlicher Richtung ihren Abfluss und verlaufen deshalb ziemlich parallel.

Es sind dies vom nördlichsten beginnend: der Střebohostitzer Bach und die Zelená strouha (grüne Rinne), welche beide verbunden der Moldau zufliessend, von Auwal an den Namen Vejmola führen. Ersterer beginnt bei Doubek in einer Seehöhe von etwa 400 Meter, letzterer im Janowitzer Wald südlich von Babitz in einer Seehöhe von 410 Meter seinen Lauf. Ferner der Roketnitzer-Bach, welcher zwischen Tehow und Tehowetz im Walde in einer Meereshöhe von 440 Meter seine Quelle hat und in nordwestlicher Richtung abfliesst, um sich bei Lieben in die Moldau zu ergiessen. Seinen bedeutendsten Zufluss, welchen er bei Unter-Počernitz aufnimmt, bildet der Říčaner Bach, der im Gebiete unseres Kärtchens längste Wasserlauf. Er entspringt nahe beim Dorfe Swětitz in einer Seehöhe von 380 Meter. Der nördliche Pitkowitzer Bach, der unweit Scheschowitz 410 Meter hoch seine Quelle hat, ist ein Zufluss des bei Wyschehrad in die Moldau mündenden Botič-Baches, dessen einer bei Huntowitz in einer Seehöhe von 430 Meter entspringender Arm nur den südöstlichsten Theil unseres Gebietes durchfliesst.

Alle diese Wasserläufe sind heute nur mehr unansehnliche Bäche, die an ihrer Bedeutung viel verloren haben, seit die Teiche, welche sie einstmal mit Wasser versorgten und deren reichliche Abflüsse sie zugleich bildeten, zumeist in Wiesen umgewandelt worden sind. Dieses Trockenlegen der Teiche, von welchen z. B. blos in der nächsten Nähe von Říčan fünf vorhanden waren, kann nicht anders als ein sehr bedauerlicher ökonomischer Irrthum bezeichnet werden, weil dadurch die im Uebrigen keineswegs wasserreiche Gegend in wirthschaftlicher und besonders sanitärer Hinsicht grossen Schaden leidet. — Die bezeichneten Wasserläufe halten sich in ihrem Verlauf im Allgemeinen an Terrainfurchen, die theilweise alten Verwerfungsklüften und Bruchlinien des Schiefergebirges entsprechen.

Die Umgebung von Říčan ist zum grossen Theile eine Feldgegend, doch auch Wälder nehmen ein bedeutendes Areal ein. Diese sind auf den höher gelegenen und kuppenreichen östlichen Theil beschränkt, während jene den viel grösseren westlichen Theil für sich haben. Das Grundgebirge ist von der Ackerkrume nur auf Bergrücken, an Abhängen, in Schluchten und Rinnen, Eisenbahn- und Wegeinschnitten, Hohlwegen und Steinbrüchen entblösst und der Beobachtung zugänglich. Dass der Landstrich trotz dieser weniger günstigen Verhältnisse im Ganzen genau kartirt werden kann, ist dem Umstande zu verdanken, dass in dieser ortschaftsreichen Gegend häufig durch Wegbauten und

andere künstliche Eingriffe das Grundgebirge blossgelegt erscheint. Dies gestattet das, aus der Beobachtung der natürlicherweise zu Tage tretenden Formationsglieder abgeleitete, geologische Bild in geeigneter Weise zu vervollständigen.

Die Gegend wird von der Kaiser Franz Josefsbahn in einem Bogen im Ganzen in südöstlicher Richtung durchzogen. Die Aerialstrasse (Wienerstrasse) hält sich von Auřinowes bis Radoschowitz der Eisenbahn ziemlich parallel, wendet sich aber von dort gegen Osten. Weitere Strassen verbinden dieselbe über Kolowrat und von Radeschowitz aus mit Řičan, welche Stadt den Ausgangspunkt für die Strassen über Kuří nach Nupak, dann nach Wodĕradek, sowie der Strasse über Swĕtitz nach Mnichowitz und Ondřejow bildet. Im Granitgebiet verlauft eine Strasse südlich über Swojetitz gegen Ondřejow zu. Alle Ortschaften sind miteinander durch zahlreiche zum Theil sehr gute Wege verbunden, die neben den angeführten Strassen möglichst vollständig in die Karte eingezeichnet wurden, um dieselbe zur Benutzung bei etwaigen geologischen Ausflügen in die interessante Umgebung von Řičan geeigneter zu gestalten.

Geologische Beschreibung.

I. Das Urschiefer-Gebirge.

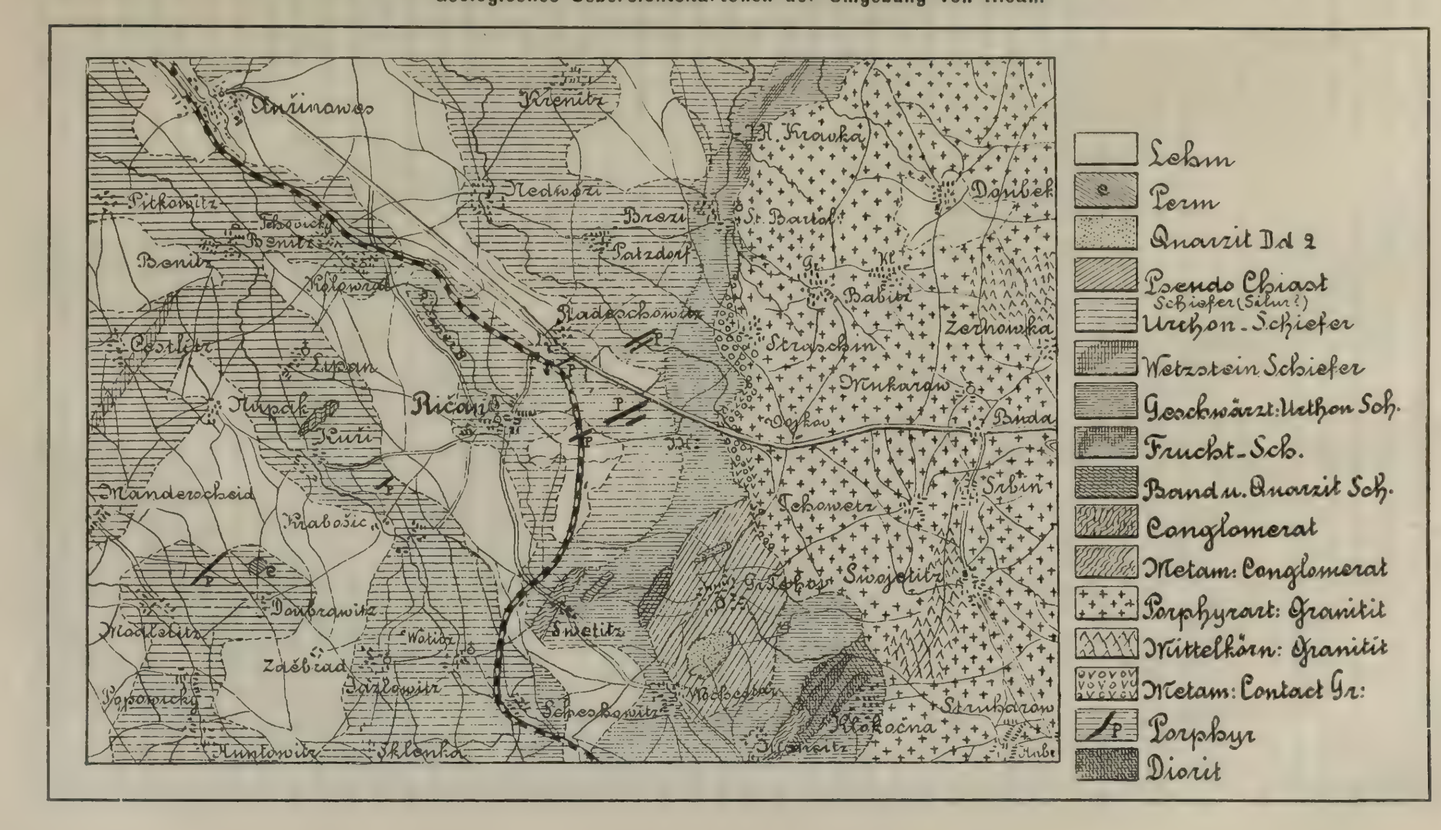
Die ganze westliche Hälfte der auf unserem Kärtchen umzeichneten Gegend wird von Urthonschiefer eingenommen. Derselbe tritt in dem welligen Terrain besonders an den Abhängen der Höhenzüge oft in bedeutenden Felsmassen zu Tage und ertheilt der Gegend sein Gepräge. Selbst dort, wo er an der Oberfläche von ziemlich mächtigen Lehmschichten bedeckt wird, kann er in Gruben, Wegeinschnitten etc. als Untergrund erkannt werden.

Das Gestein ist nicht eigentlich geschichtet und macht besonders stellenweise, z. B. im Bahneinschnitt unweit des Stationsgebäudes Řičan auf der Anhöhe Křečický vrch östlich nahe der Stadt, bei Kuří am steilen Abhang links am Wege von hier nach Kraboschitz, zwischen Patzdorf und Křenitz, auf der Berglehne nördlich oberhalb Nedvĕzí und anderwärts vielmehr den Eindruck einer massigen, in mächtige Lagen zerklüftete Felsart. An manchen Stellen freilich tritt ein dickschieferiges Gefüge mehr hervor, wie z. B. unter der Řičaner Burgruine, am alten Teichufer südöstlich von der Stadt am Wege zum Waldabschnitt „v modřínech" (in den Lärchen), bei Swĕtitz, Wodĕradek, Kuří (im Park), entlang dem Roketnitzbache bei Nedvĕzí u. s. w. Doch entspricht diese schieferige Structur nicht der Schichtung, sondern steht zumeist mehr oder weniger senkrecht auf derselben. Hier und da steigert sich die schieferige Structur bis zur vollkommenen Spaltbarkeit, besonders wenn das Gestein ein feines Gefüge und ganz das Aussehen eines schwarzgrauen Dachschiefers annimmt, was zwar immer nur in geringem Umfang, aber häufig genug geschieht.

Der petrographische Charakter dieses Urthonschiefers ist stellenweise auffallend verschieden, und zwar wechseln öfters kaum einige Centimeter mächtige Schichten einer Ausbildungsart mit ebensolchen

Fig. 1.

Geologisches Uebersichtskärtchen der Umgebung von Říčan.



einer anderen Varietät ab. Doch allzubedeutend ist der petrographische Unterschied nicht, vielmehr scheint er häufig nur durch eine grössere oder geringere Compactheit und eine damit verbundene Farbenänderung des sich sonst in seiner Zusammensetzung ziemlich gleichbleibenden Gesteins bedingt zu sein. Immerhin vermag man schon dem äusseren Aussehen nach drei Abarten des Urthonschiefers zu unterscheiden, nämlich:

a) den allgemein verbreiteten, ziemlich deutlich krystallinischen höchstens grobschieferigen Schiefer;

b) den nur untergeordnet auftretenden, dunkelfärbigen, sehr vollkommen spaltbaren Schiefer;

c) dichten und harten Wetzsteinschiefer.

Diese Abarten mögen einzeln beschrieben werden.

a) Dieses im Gebiete des Urthonschiefers um Říčan herrschende Gestein ist von licht- bis dunkelgraugrüner Farbe, oft schon dem blossen Auge an Bruchflächen rauh und etwas körnig erscheinend. In diesem Falle sieht man unter der Lupe aus der grünlichen Grundmasse wohl einzelne mattweisse und zahlreiche kohlschwarze Pünktchen hervortreten, doch vermag man noch keinen Bestandtheil zu bestimmen. Um so weniger ist dies bei den noch mehr mikrokrystallinischen, meistentheils auch heller grün gefärbten Varietäten möglich. Bei dem ersterwähnten, ganz allgemein verbreiteten Schiefer von mehr körniger Beschaffenheit sind die Spaltungsflächen nur mattglänzend, während sie bei den lichtgrünen oder auch lichtgrauen Abarten einen mehr oder minder starken seidenartigen Glanz zeigen. Dieser Urthonschiefer lässt auch oft auf den Schieferungsflächen eine parallele Fältelung erkennen und erscheint manchmal am Bruche schuppig oder faserig. Doch muss hervorgehoben werden, dass man zwar Handstücke dieser beiden als grobschieferigen Urthonschiefer zusammenzufassender Gesteinsvarietäten schlagen kann, aber in der Natur beide derart mit einander verbunden sind und in einander übergehen, dass sie selbst nicht in dem Sinne, wie die oben angeführten drei Abarten, die ja auch miteinander in enger Verknüpfung sich befinden, von einander zu trennen sind.

Unter dem Mikroskop ist es selbst bei Verwendung von scharfen Systemen nicht leicht möglich alle Bestandtheile mit Sicherheit zu bestimmen. Die Grundmasse des Urthonschiefers erscheint oberflächlich betrachtet gewissermassen feinkörnig, welcher Eindruck hauptsächlich hervorgebracht wird durch winzige opake Körnchen, die derselben in grosser Menge eingestreut sind. Doch bei genauerem Zusehen erkennt man die Grundmasse als zusammengesetzt aus einem Gewirr von Schüppchen und Blättchen mit Nädelchen, kurzen Säulchen und Körnchen durchaus krystallinischer Natur, vermischt mit sehr zahlreichen opaken Körnchen, die nur zum Theil bestimmte Umrisse zeigen und dann wohl Magnetit sein mögen, während die viel häufigeren ganz unbestimmt contourirten übrigen opaken Körnchen möglicherweise einer kohligen Substanz angehören. Die rostiggrünen Schüppchen und innigst verfilzten hellgrünen Blättchen bedingen die Färbung des Gesteins. Zum grössten Theil dürften sie chloritischer Natur sein, doch ist auch Hornblende bestimmt vorhanden. Untergeordnet treten gekrümmte Schüppchen eines farblosen Glimmers, sowie Körnchen von Quarz und

selten Feldspath auf. Bei starker Vergrösserung sind an den dünnsten Stellen der Präparate kurze Nädelchen erkennbar, die den bei anderortigen Phylliten als Rutil aufgefassten Gebilden entsprechen mögen.

Aus dem feinflaserigen und feinkörnigen Gewirr der genannten Bestandtheile treten schon bei geringer Vergrösserung ganz deutlich hervor: Partikeln einer opaken Substanz, Magnetit, Hämatit, Limonit und Quarz (Taf. III, Fig. 1).

Die opake Substanz ist dieselbe, welche bis in feinster Zerstäubung das Gestein gleichmässig durchdringt. Ihre hier gemeinten grösseren Partikeln scheinen übrigens auch nur Anhäufungen vieler kleiner Körnchen zu sein. Zumeist haben sie rundliche Umrisse, seltener bilden sie gezogene stäbchenartige Formen oder auch Schnürchen. Ob die Substanz wirklich Kohle sei, vermochte ich nicht über allen Zweifel nachzuweisen. Durch Glühen des Dünnschliffs können die schwarzen Körperchen wohl zum Theil beseitigt werden, doch keineswegs vollständig. Ein Gewinn für die allgemeine Durchsichtigkeit des Präparates ist dadurch nicht zu erzielen, sondern im Gegentheil, die früher schön pelluciden grünen Partien werden braun und weniger durchsichtig, obwohl scheinbar mehr krystallinisch. Freilich, behandelt man vorerst den Schliff längere Zeit mit concentrirter Salzsäure, so kann er durch nachheriges Glühen auf dem Platinblech bedeutend durchsichtiger gemacht werden. Aber leider ist dann auch sofort der zersetzende Einfluss der Säure ersichtlich, und deshalb die mikroskopische Analyse nicht mehr ganz verlässlich.

Magnetit scheinen die ziemlich seltenen, regelmässig begrenzten, gewöhnlich in einem limonitfarbigen Hof gebetteten opaken Krystallkörner zu sein, da die Anwesenheit von Pyrit weder bei auffallendem Licht, noch chemisch nachgewiesen werden kann.

Hämatit kommt nur in ganz vereinzelten, hellrothen Blättchen vor; Limonit dagegen ist häufiger, aber nur als Färbemittel, welches zwar wenig Einfluss auf die Farbe des ganzen Gesteines zu haben scheint, aber im Dünnschliff in Flecken und einzelne opake Körner umziehenden Höfen bei geringer Vergrösserung beobachtet werden kann.

Quarz endlich tritt in selten scharf begrenzten Körnern, die kein Anzeichen eines klastischen Ursprunges aufweisen, sehr deutlich aus der übrigen Gesteinsmasse hervor. Flüssigkeitseinschlüsse enthält er nicht viele und dann immer näher der Mitte als dem Rande der Körner zu gelegen; dagegen wird er häufig von Schüppchen eines der grünlichen Minerale der Grundmasse durchsetzt. Stellenweise treten mehrere Quarzkörner in Gebilde zusammen, die an organische Formen erinnern. Doch sind dies nur linsenförmige Anhäufungen von höchstens 1—3 Millimeter Durchmesser, an die sich die übrige Masse eng anschmiegt. Quarz wird im inneren Gefüge des Gesteines manchmal zum Hauptbestandtheil, worauf quarzige Concretionen entstehen, welche aber mit dem übrigen Gestein unlösbar verbunden bleiben. Diese Concretionen verursachen stellenweise, dass die Spaltflächen höckerig oder knollig erscheinen.

Die angeführte mineralogische Zusammensetzung kommt nicht nur den grobschieferigen, sondern allen Varietäten des Urthonschiefers um Říčan zu, nur das Mengenverhältniss und die Ausbildung der ein-

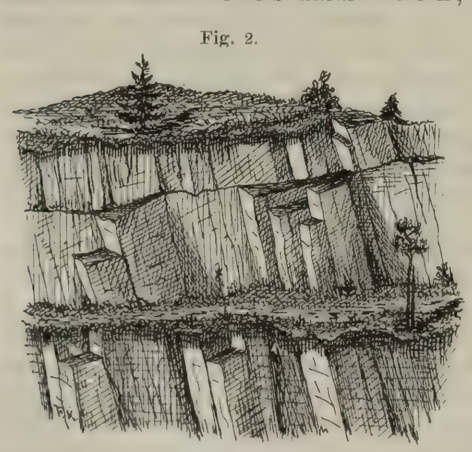
zelnen Bestandtheile ist variabel. Die oben schon erwähnten, auch grobschieferigen, lichtgrauen, am Bruche etwas blätterigen Schiefer weisen unter dem Mikroskop einen bedeutend grösseren Gehalt an chloritischen Bestandtheilen auf, wogegen Quarz zurücktritt. Bemerkt muss werden, dass das schuppige Aussehen des Querbruches kein einzelnes Mineral verursacht, sondern, dass die feinsten makroskopischen Schüppchen genau dieselbe mineralogische Zusammensetzung haben, wie das ganze Gestein. Doch mag die Anordnung des chloritischen Bestandtheiles für die schuppige Abscheidung entscheidend sein.

Beachtenswerth sind die stellenweise sehr zahlreichen Quarzadern, welche den Urthonschiefer durchschwärmen. Mikroskopische oder bis höchstens 2 Millimeter breite Aederchen sind zwar überall vorhanden; aber dem Auge sich sofort aufdrängende, oft 5, 10—20 Centimeter mächtige Quarzadern kommen nur an solchen Stellen vor, wo der Urthonschiefer besonders massig entwickelt erscheint, wie z. B. auf den beiden Berglehnen bei Kuří, zwischen Lipan und Benitz (W. von Říčan), südlich von Křenitz (N. von Říčan), südöstlich von Jažlowitz (S. von Říčan).

Der Quarz ist secundär ausgeschieden und füllt immer nur der transversalen Schieferung entsprechende Spalten aus. Er ist milchig-weiss, oft chalcedonartig in den mächtigen Adern häufig durch dünne, mit den Schieferungsflächen parallel verlaufende, rostfarbige Zwischenlagen gewissermassen in Schalen abgesondert, was mir ein Beweis dafür zu sein scheint, dass die breiten, 10—20 Centimeter weiten Spalten nicht auf einmal entstanden sind, sondern nach und nach, ruckweise ihre jetzige Weite erlangt haben und ebenso successive mit Quarz ausgefüllt worden sind.

Die Quarzadern sind deshalb besonders beachtenswerth, weil sie den allerbesten Beweis dafür liefern, dass die an vielen Orten sehr auffallende (transversale) Schieferung durchaus nicht der eigentlichen Schichtung des Gesteines entspricht, sondern mehr oder weniger senkrecht zu derselben steht. Denn wäre das, was als scheinbare Schichtung erscheint, wirkliche Schichtung, dann wäre die Erscheinung der Quarzadern schlechterdings gar nicht erklärlich. Wohl aber ist dies leicht und richtig möglich, wenn man bedenkt, dass die schon verhärteten mächtigen Schichtenreihen des Urthonschiefers einem — bestimmt wenigstens zum Theil durch des Empordringen der enormen Granitmassen verursachten — gewaltigen Druck ausgesetzt waren, der zwar nicht vermochte, sie in mächtige Falten zu werfen, sondern sie nur zu

Fig. 2.



Partie von der Felslehne bei Kuří. Transversale Schichtung des Urthonschiefers.

sanften Wellen emportrieb, aber sie dafür insgesammt senkrecht zur Druckwirkung bersten machte, und zwar vorerst an den Stellen, wo die Spannung am grössten war. Durch die transversalen Sprünge wurden die Spannungsverschiedenheiten insoweit ausgeglichen, dass eine Zeit der Ruhe eintrat, während welcher die in das Schichtengefüge gerissenen Spalten mit aus dem Nebengestein ausgelaugtem Quarz angefüllt werden konnten. Weitere Druckwirkungen hatten weitere Spaltenbildungen zur Folge, wobei wohl auch die kaum verkitteten Sprünge neuerdings aufgerissen wurden, um abermals mit neuem Quarzmaterial ausgefüllt zu werden, welcher Vorgang sich mehrere Male wiederholte. So entstanden die breiten, häufig offenbar schichtweise zum Absatz gelangten Quarzadern, welche somit natürlich nur der transversalen Schieferung entsprechende Spalten inne haben können.

Die falsche Schichtung lässt sich durch das ganze Schieferterrain um Říčan verfolgen und verwischt nicht selten die eigentliche Schichtung ganz und gar. Doch wo diese neben jener ersichtlich ist, wie z. B. beim Říčaner Teich, bei Nedvězí, Kuří, Čestlitz, zwischen Patzdorf und Křenitz, bei Aufinowes und anderwärts, bildet die Zerklüftungsrichtung mit der Schichtenneigung immer nahezu einen rechten Winkel.

Die eigentlichen Schichten des Urthonschiefers haben oft eine scheinbare Mächtigkeit von 1—2 Meter, was vielleicht durch Zusammendruck und eine gewisse Verschweissung hier und da sogar einzeln deutbarer Lagen erklärt werden könnte. Die falschen Schichten dagegen sind gewöhnlich nur 1—2 Decimeter mächtig.

b) Der schwarzgraue, sehr feinkörnige Dachschiefer tritt, wie schon oben bemerkt, im Gebiete des Urthonschiefers nur untergeordnet auf, und zwar entweder in eingelagerten Schichten von geringer Mächtigkeit, oder gar nur als locale Abänderung des Gesteinscharakters in einer und derselben Schicht. Er steht also zu dem herrschenden, mehr phanerokrystallinischen Urthonschiefer etwa in demselben Verhältniss, wie der oben erwähnte chloritische Schiefer; doch lassen ihn Farbe und Aussehen überall, wo er vorkommt, sofort in die Augen fallen, weshalb er für sich behandelt werden mag.

Makroskopisch erscheint der Schiefer vollkommen homogen und zeigt auf den sehr ebenen Spaltflächen einen ziemlich starken Seidenglanz. Die Spaltrichtung entspricht der transversalen Schieferung. Das Gestein ist sehr dünnschieferig, ausgezeichnet bis in papierdünne Lamellen spaltbar, aber leider kaum in grösseren Platten zu gewinnen. Sonst wäre es von gewissen belgischen und mährischen (Kulm-) Dachschiefern nicht zu unterscheiden. Am Querbruch erscheint es dünkler schwarz und matt, nur einzelne winzige Körnchen leuchten bei gewissem Lichteinfall hell auf. Auffallend sind am Querbruch manchmal ungemein dünne Quarzlamellen, welche das Gestein in der Spaltungsrichtung durchsetzen.

Unter dem Mikroskop erweist sich dieser Schiefer ebenso zusammengesetzt, wie der unter *a)* beschriebene Urthonschiefer, nur dass alle Bestandtheile sehr verfeinert sind. Das chloritische Mineral tritt zurück, ebenso Quarz, wogegen die opake Substanz in feinster Zerstäubung überhand nimmt und auch die dunkle Färbung verursacht. Von den sonstigen Bestandtheilen gilt im grossen Ganzen das oben Gesagte.

Nur die bei starker Vergrösserung in der opaligen Grundmasse erscheinenden fraglichen Rutilnädelchen sind etwas zahlreicher.

Diese Dachschieferfacies des Urschiefers findet sich bei Kuří, an der Bahn bei Tehovičky, bei Woděradky und Wotitz vor, aber nirgends in bedeutenderen Lagern. Anstehend ist sie leicht aufzufinden, wenn die sehr auffallenden losgelösten Stücke an Bergabhängen, Wegeinschnitten etc. auf sie verweisen.

c) Wetzsteinschiefer kommt besonders schön entwickelt in einem Zug zwischen Nupak und Čestlitz am Westrande unseres Kärtchens vor. Er ist von hellgraugrüner oder gelbgrüner Farbe, hier und da fein dünkler gebändert, sehr hart, von scharfem, muscheligem Bruch und durchaus nicht spaltbar. Beim Anschlagen des Hammers gibt er einen klingenden Ton von sich.

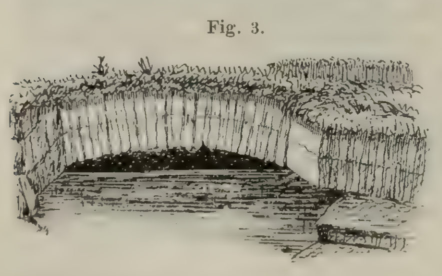
Makroskopisch erscheint der Schiefer ganz homogen. Unter dem Mikroskop in Dünnschliffen unter einem schiefen Winkel zur Schichtenfläche bekundet er eine Mikrostructur aus ineinander verlaufenden helleren und dünkleren Flasern. Dieses Aussehen des Dünnschliffes wird durch das Hervortreten sehr quarziger, nicht genau umschriebener Streifen verursacht. Grössere Quarzkörner sind zwar nicht häufig, aber allenfalls bildet Quarz den Hauptbestandtheil dieses Gesteines, welches sich eben dadurch von dem übrigen Urthonschiefer unterscheidet, dass es von Kieselsäure viel gleichmässiger durchdrungen ist und daher compacter und härter erscheint.

Die opake Substanz tritt in der mikroskopischen Zusammensetzung zurück, oder erscheint doch nur zonenartig verbreitet, wodurch zum Theil die feine Bänderung des Gesteines bedingt ist. Von den übrigen Bestandtheilen gilt das oben vom Urthonschiefer im Allgemeinen angeführte. Besonders erwähnenswerthe accessorische Bestandtheile fand ich in meinen Dünnschliffen nicht.

Oft pflegen Dünnschliffe des Wetzsteinschiefers von feinen Quarzadern durchzogen zu sein, doch makroskopische Quarzeinlagen sind selten. (Taf. III, Fig. 2.)

Die transversale Schichtung ist sehr charakteristisch, indem sie das Gestein in gleichmässige falsche Schichten von 1—2 Decimeter Mächtigkeit zerlegt. Dabei pflegt die eigentliche Schichtung noch so deutlich hervorzutreten, dass das ganze Gestein wie aus aneinander gereihten Stücken zusammengesetzt erscheint. Besonders schön sichtbar ist dies in einem kleinen verlassenen Steinbruch im Felde rechts von dem Fahrwege von Nupak nach Čestlitz, unweit von der Stelle, wo der Feldsteig den Weg gegen Čestlitz in der scharfen Biegung quer abkürzt. Dort bilden zwei Schichten des Wetzsteinschiefers in der Gesammtmächtigkeit von etwa 1 Meter, wahrscheinlich in Folge Unterminirung bei der einstigen Steingewinnung, oder in Folge eines Zusammenbruches der unterteufenden Schichten, zwischen zwei Pfeilern

Fig. 3.



Falsche Schichtung am Wetzsteinschiefer bei Čestlitz.

eine schwebende Wölbung über einem kleinen Wassertümpel. Die falsche Schichtung nun verursacht hier in den Schichten ein Gefüge ähnlich der Anordnung der einzelnen Steine in einer künstlichen Wölbung.

Bei allen drei nach äusserlichen Merkmalen hier unterschiedenen Abarten des Urthonschiefers tritt ausser der bisher hervorgehobenen falschen, zur eigentlichen Schichtung mehr oder weniger senkrechten Schieferung, noch eine transversale Spaltung an manchen Stellen kenntlich hervor. Dieselbe verlauft etwa unter 45 Grad gegen die Schichtfläche und wird an manchen Orten sogar die Ursache einer säulenförmigen Absonderung des Urthonschiefers, und zwar namentlich des grobschichtigen.

Das Streichen der Schichten im Urschiefergebirge von Říčan ist, soweit es überhaupt bestimmt zu werden vermag, ein ziemlich gleichmässiges von SW. gegen NO., in welcher Richtung auch die meisten Höhenzüge verlaufen. Das Verflächen dagegen ist variabel, gewöhnlich zwar etwa 30—40 Grad gegen SO. einfallend, aber stellenweise auch flach gegen NW. geneigt. Die Bestimmung des Einfallwinkels ist übrigens sehr schwierig und eigentlich nur an den spärlichen Stellen möglich, wo Conglomerate in die Schiefer eingelagert sind.

Die zutreffende Benennung „Urthonschiefer“ wurde von den Geologen der geologischen Reichsanstalt eigentlich nur auf die Schiefer der Barrande'schen Etage *A* bezogen, während die Schiefer um Říčan und alle anderen der Barrande'schen Etage *B* als „Příbramer Schiefer“ bezeichnet wurden. Doch hat Ferd. v. Andrian (l. c.) schon angedeutet, dass für die meisten dieser Schiefer die Benennung „Urthonschiefer“ die richtige sein dürfte. Da sie nun von den unterlagernden Schiefern (Barr. *A*) weder den Lagerungsverhältnissen, noch der petrographischen Beschaffenheit nach streng geschieden werden können, so mag wohl auch von ihnen angenommen worden sein, was M. V. Lipold[1]) allgemeiner aussprach: „dass die Urthonschiefer ihren krystallinischen Charakter einer Metamorphose verdanken und immerhin als metamorphosirte Grauwackenschiefer angesehen werden können“.

Ich stehe ganz auf Seite derjenigen, welche diesen Standpunkt als unhaltbar betrachten, und besonders in diesem speciellen Fall glaube ich nicht nöthig zu haben, im Einzelnen Beweise dafür anzuführen, dass die halbkrystallinischen Urthonschiefer der Umgebung von Říčan nicht durch Regionalmetamorphose aus bekannten cambrischen oder nachcambrischen Gesteinsreihen entstanden sein können. Nur dies eine hervorzuheben will ich nicht unterlassen, dass Krejčí und Helmhacker in den Erläuterungen zu ihrer geologischen Karte der Umgebungen von Prag mehrmals (besonders pag. 14) diese Urthonschiefer als den Schiefern der Primordialfauna von Skrej und Jinetz (Barrande's *C*) so sehr ähnlich bezeichnen, dass nicht nur „in Handstücken ohne Fundortsangabe gewiss Verwechslungen möglich wären“, sondern auch einzelne charakteristische Merkmale der Primordialschiefer an ihnen anzutreffen sind, wie z. B. der blaugraue Psilomelananflug auf den Kluftflächen, oder der ockerige Limonitüberzug in Spalten, ähnlich demjenigen, welchen die Skrejer Petrefacten zeigen.

[1]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. XIII, 1863, pag. 343.

Nun hat zwar dieses letztere an sich für die Altersbestimmung gar keine Bedeutung und auch die petrographische Aehnlichkeit der Urthonschiefer mit den etwas glimmerigen, erdigen und manchmal auch kalkhaltigen Jinetzer Schiefern ist im Allgemeinen, da sie ja nur äusserlich und nur für einzelne Lagen zutrifft, keineswegs eine so sehr grosse, wie in der citirten Publication behufs Beweisführung für eine durchaus unhaltbare Ansicht [1]) glauben zu machen versucht wird. Aber immerhin ist auch der Unterschied beider kein so bedeutender, dass er beim jetzigen Urthonschiefer, als durch Regionalmetamorphismus verursacht, das Verschwinden aller Organismenreste, die ja in den Jinetzer Schichten so überaus zahlreiche sind, hätte zur Folge haben können. [2]) Es ist ja auch gar nicht einzusehen, weshalb gerade diese Schiefer versteinerungsleer geblieben sein sollten, oder welcher Art die Einflüsse hätten sein müssen, die in den Schichten jegliche Spur von Organismen verwischten und gleichzeitig den petrographischen Charakter beinahe unversehrt bestehen liessen? Vielmehr beweist die bestehende petrographische Aehnlichkeit, dass ebenso wie die Primordialschiefer als ursprünglich angesehen werden, auch die hier in Betracht kommenden Urthonschiefer als ursprüngliche, in präcambrischer Zeit zum Niederschlag gelangte Schichtgesteine aufzufassen sind.

Mit dem Urthonschiefer eng verbunden und mit ihm gleichen Alters sind Conglomerate, die in Lagern demselben eingebettet sind. So tritt ein Zug bei Kuří und je einer von petrographisch verschiedener Beschaffenheit bei Swetitz und Menčitz südöstlich von Říčan auf. Diese letzteren können jedoch erst im Capitel über die Contactzone einer näheren Beschreibung unterzogen werden.

Bei Kuří, etwa 3 Kilometer westlich von Říčan, tritt ganz nahe am Dorfe, und zwar auf der nordwestlichen Seite desselben, grobkörniges Conglomerat zu Tage. Leider ist die Partie nicht dergestalt zugänglich, um ein allseitiges Feststellen ihrer sämmtlichen Verhältnisse zu ermöglichen. Es scheint eine dem Streichen des Schiefers entsprechende Einlagerung von localem Charakter zu sein. Das Verflächen ist ein südöstliches unter beiläufig 30—40° und bietet einen Anhaltspunkt zur richtigen Beurtheilung der Lagerungsverhältnisse des Urthonschiefers.

Das Conglomerat besteht aus erbsen- bis eigrossen abgerollten Bruchstücken von vorherrschend quarzreichem Schiefermaterial und

[1]) In der von Prof. Krejčí selbst besorgten, um Helmhacker's ganzen petrographischen Anhang verkürzten, böhmischen Bearbeitung des 7 Jahre früher erschienenen deutschen Textes zu der geologischen Karte der Umgebungen von Prag gibt Prof. Krejčí die Ansicht, dass die im Osten an das eigentliche Silurgebiet sich anschliessenden Schichtenzüge (Barrande's *B*) der Etage *C* mit der Primordialfauna einzureihen seien, ganz auf, indem er in einer Randnote andeutet, dass er gegen seine bessere Ueberzeugung zu dieser Ansicht von Helmhacker verleitet worden war.

[2]) Ich habe viele Tage darauf verwandt, um in den feinkörnigen Schiefern bei Říčan, Kuří, Nedvězí und Aužinowes nach Spuren von Versteinerungen zu suchen, doch ohne Erfolg. Hier und da sind mir zwar Gebilde vorgekommen, die oberflächlich betrachtet, organischer Natur zu sein schienen, indem sie bald an Trilobitenhypostome, bald an Cistideen oder Fucoiden erinnerten. Indess bei genauerem Zusehen erwiesen sie sich als an der etwas knolligen Oberfläche durch Druck erzeugte Erscheinungen, die ihr scheinbar organisches Gepräge nicht zum geringsten Theil ihrem Limonitüberzug verdanken.

untergeordnet dioritischem Gestein. Das Bindemittel entspricht in Farbe und Aussehen ziemlich genau dem beschriebenen Urthonschiefer. In Folge seiner etwas thonigen Beschaffenheit erweist sich das Conglomerat als nicht besonders hart und fest. Von einer Schichtung der Conglomeratbank kann kaum gesprochen werden.

2. Silurische Schichten?

Vor Allem muss ich bekennen, dass ich über die geologische Stellung der hieher zu zählenden Sedimente einige Zweifel hege und dieselben als silurisch nur deshalb bezeichne, weil die petrographische Beschaffenheit derselben eine Gleichstellung mit notorisch silurischen Schichten, die ihnen dem Aussehen nach sehr nahe kommen, zu erfordern scheint, und weil es mir nicht gelungen ist, unwiderlegbare Beweise zur Bekräftigung einer anderen Ansicht zu erbringen. Dagegen wollen Krejčí und Helmhacker spärliche, die Zuweisung dieser Schichten zum Silur beweisende Petrefacten, nämlich Scolithusröhren und Fucoiden hier gesammelt haben. Ich selbst habe trotz eifrigen und mehrmals wiederholten Suchens keine unzweideutigen Spuren von Versteinerungen auffinden können.

Schon T. E. Gumprecht[1]) gibt an, dass er „gleich jenseits Tehov festen, blauen Thonschiefer an dem nördlichen und südlichen Abhange des breiten, Tehov von Menčitz trennenden Höhenrückens" beobachtet habe. „Auf der Höhe selbst und an dem oberen Theile des südlichen Abhanges des Rückens fand ich" — sagt er — „ein ganz eigenthümliches, weisslichgraues, ungeschichtetes Gestein, über dessen Lagerungsverhältnisse gegen den Thonschiefer nichts zu ermitteln war. Es hatte einige Aehnlichkeit mit Trachyt".

Krejčí und Helmhacker veranlasst die Verweisung auf diese Stelle zu der Aeusserung[2]) dass, hätte Barrande nicht Licht in die Gliederung des böhmischen Silurs gebracht, wir heute nicht mehr wüssten als seit 1837. Besonders bemerkenswerth erscheint ihnen, „dass Gumprecht schon damals der grauwackenartige Charakter der Thonschiefer von Mnichowitz, die zu d 4 gehören, und die blauen Thonschiefer des Tehover Berges, d 1, aufgefallen sind". Ebenso bestimmt wie hier wird auch sonst im Texte das silurische Alter der Schichten hervorgehoben, wie z. B. pag. 53: „Der Umstand, dass über diesen Phyllitthonschiefern wirkliche Quarzite der Zone d 2 nachgewiesen wurden, lässt dieselben offenbar als Schiefer der Zone d 1 erscheinen." Weiter wird dargelegt, dass „die sicher erkannte Zone d 2 der eigentliche Anhaltspunkt zur richtigen Deutung dieser sonst zu den azoischen Schichten B oder A gezählten Phyllite sei", und dass „diesen Verhältnissen nach das rechte Gehänge der Thalschlucht zwischen Swojetitz und Menčitz zur Zone d 3, sowie das linke Thalgehänge zwischen Menčitz und Klokočná — SO. von Říčan — der Zone d 4 angehören muss".

Woraus dieses „muss" gefolgert werden soll, ist nicht erfindlich. Uebrigens sind, wie ich weiter unten zeigen werde, die Ansichten der

---

[1]) Karsten's Archiv, l. c. pag. 505.
[2]) Erläuterungen etc., l. c. pag. 159.

genannten Autoren über den grössten Theil der an den Granit anstossenden Schiefer unrichtig. Aber, wie gesagt, in Bezug auf die Schichten in der Umgebung von Gross-Tehov, 5 Kilometer südöstlich von Říčan, muss ich ihre Meinung theilen, da sie dieselbe mit Gründen unterstützen, die ich zwar aus eigener Erfahrung nicht zu bestätigen, aber noch weniger zu widerlegen vermag.

Ich bezeichne daher als silurisch nur die quarzitischen Schichten auf dem Südabhange des Berges „Wschestarská Hůra“ und auf der nördlich von Tehov sich hinziehenden Anhöhe, sowie die ihnen direct unterlagernden Schiefer in einem Umkreis von etwa einem Kilometer Radius um das Dorf Gross-Tehov herum, gegen S. etwas weiter bis über das Dorf Wschestar hinaus und gegen NW. bis zur Granitgrenze. In diesem Umfange sind die fraglichen silurischen Schichten auch in meiner Karte deutlich gemacht.

Dieses ganze silurische Gebiet gehört der Contactzone zwischen Schiefergebirge und Granit an und sollte daher in dem dieser Zone gewidmeten Capitel geschildert werden. Weil jedoch die quarzitischen Schichten, welche eben eine Zuweisung zum Silur wahrscheinlich machen, in ihrer petrographischen Beschaffenheit durch die Contactwirkung des Granitites keinerlei nachweisliche tiefgehende Veränderungen erlitten zu haben scheinen, so mögen sie hier beschrieben werden. Die Metamorphose der unterlagernden Schiefer dagegen ist von einer bestimmten Tiefe an eine sehr bedeutende, weshalb ihrer hier nur insoweit als zum Verständniss nothwendig ist Erwähnung gethan werden soll, während sie der Hauptsache nach im Abschnitt über die Contactzone zu behandeln sein werden.

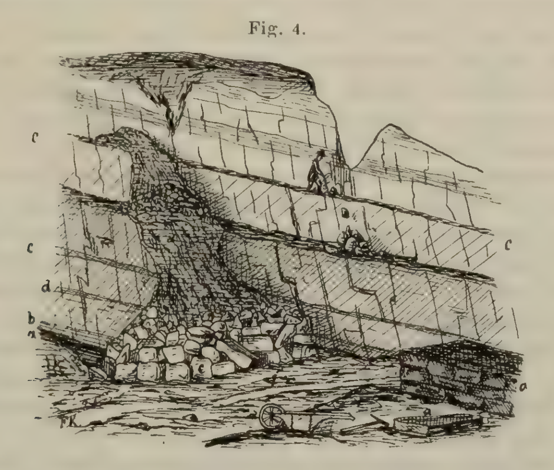
Das quarzitische Gestein, welches der Etage d 2 entsprechen mag und welchem Gumprecht eine Aehnlichkeit mit Trachyt zuschreibt, ist in seiner ganzen Mächtigkeit sammt einem Theile der unterteufenden Schichten am Gipfel der „Wschestarská Hůra“ in einem Steinbruche offen gelegt. An diesem Punkte können sämmtliche Verhältnisse desselben studirt werden.

Die Gesammtmächtigkeit beträgt beiläufig 10 Meter. Zu oberst liegen 1—2 Meter verwitterten, zerbröckelten und zerstörten Gesteins, so zwar, dass unter dem lockeren Detritus der Oberfläche je tiefer desto compactere Schichten liegen. Weiter unten folgen etwa 7 Meter festen und harten Gesteines, dem die Arbeiter im Steinbruche den bezeichnenden Namen „Funkenstein“ (křesák) beigelegt haben, weil es beim Anschlagen der Brucheisen oft Funken von sich gibt. Es ist ein sehr feinkörniger Quarzit von weisser oder lichtgrauer, in einzelnen Lagen, besonders nach der Tiefe zu, auch lichtvioletter Farbe. Dem blossen Auge erscheint das Gestein compact, rauh, am Querbruche schimmernd. Weisse Glimmerblättchen leuchten aus der übrigen Masse hervor. Mit Hilfe der Lupe kann man auch eingestreute opake Körnchen wahrnehmen, die, wo sie sich anhäufen, den grauen Farbenton des Gesteines verursachen. Die Lilafärbung stammt von theilweise auch schon mit der Lupe wahrnehmbaren Hämatitblättchen her.

Doch erst die mikroskopische Beobachtung gibt Aufschluss über die eigentliche Beschaffenheit des Gesteines. Bei einer Vergrösserung

von 50 bis 100 erweist es sich als ein Aggregat kleinerer Quarzkörner, die sich ohne eigentliche Bindemittel unmittelbar aneinander drängen. Einzelne grössere Körner sind wohl von einander durch eine feinkörnige Masse abgetheilt, aber auch diese ist von mikrokrystallinischem Gefüge. Der Quarz ist wasserhell und enthält zumeist nur wenige grosse Flüssigkeitseinschlüsse. Sehr selten enthalten die grösseren Quarzkörner ein anderes Mineral eingeschlossen, aber es kommt doch vor. In einem Dünnschliff z. B. beobachtete ich Biotit, in einem anderen Turmalin in winzigen Leistchen im Quarz eingelagert.

Fig. 4.



Schichtenfolge im Steinbruche auf der Wschestarská Hůra.
a Glimmeriger Plattenschiefer, *b* „Graustein“, *c* „Funkenstein“ (Quarzit), *d* „Decke“.

Weisser Glimmer ist in Leisten und Lappen reichlich vertreten; viel seltener betheiligt sich an der mikroskopischen Zusammensetzung Biotit in graubraunen bis dunkelbraunen Schuppen oder Blättchen. Turmalin in Prismendurchschnitten tritt nur ganz vereinzelt auf, ebenso Feldspath, der in vielen Präparaten gar nicht nachzuweisen ist. Etwas häufiger sind hellrothe Hämatitblättchen. Immer gegenwärtig ist eine opake Masse, die in zerstreuten Körnchen oder auch schnürchenartigen Gebilden dem Gestein inneliegt.

Kein einziger Bestandtheil kann als klastisches Element bestimmt werden und ist das Gestein daher richtig vielleicht als feinkörnig-krystallinischer Quarzit zu bezeichnen. Doch da, wie erwähnt, Krejčí und Helmhacker darin Spuren von Versteinerungen gefunden haben wollen, ist anzunehmen, dass es zwar klastischen Ursprunges ist, aber seine jetzige Structur durch metamorphosirende Einflüsse erlangt haben mag.

Dieser „Funkenstein“ bildet undeutliche Schichten von $^1/_2$ bis mehr als 1 Meter Mächtigkeit, zwischen welche eine wenige Centimeter mächtige Zwischenlage eingeschoben zu sein pflegt, welche die Arbeiter wieder sehr bezeichnend „Decke“ (deka) nennen. Es soll hiermit angedeutet sein, dass immer beim Anbruch einer neuen Quarzitschicht vorerst die „Decke“ beseitigt werden muss.

Dieses Zwischenmittel unterscheidet sich vom Hauptquarzit nur dadurch, dass es von reichlichem Eisenoxyd röthlich gefärbt und glimmerreicher als derselbe ist. Auch unter dem Mikroskop ist kein anderer Unterschied zu erkennen, ausser dass neben Hämatit auch noch die schwarze, opake, erdige oder kohlige Substanz sehr überhand nimmt. Sie bewirkt ja auch die dünklere Färbung der „Decke". Grössere Quarzkörner sind hier viel seltener als im Quarzit. Die accessorischen Bestandtheile sind dieselben.

Je tiefer desto dunkler werden die quarzitischen Schichten sammt ihren Zwischenlagen, bis sie endlich zu unterst in ein gleichmässig graues Gestein übergehen. Dieses bildet eine Schicht von beiläufig $^1/_2$ Meter Mächtigkeit und wird von den Arbeitern im Steinbruch „Graustein" (šedák) genannt. Es ist weniger compact als der Quarzit, ja erscheint bisweilen etwas erdig. Makroskopisch sind darin hellglänzende Muscovitblättchen auffallend.

Im Dünnschliff macht sich neben sehr undeutlich begrenztem Quarz und neben dünnen zackigen Glimmerdurchschnitten auch eine rostiggrüne chloritische Substanz bemerkbar, welche dem Gestein eine Aehnlichkeit mit Schiefer verleiht. Hämatit, Turmalin und Biotit kommen kaum mehr vor. Dagegen ist die schwarze opake Masse meist in grösseren Anhäufungen stark vertreten.

Unter dem „Graustein" liegen dunkelgraue, makroskopisch sehr glimmerreiche, grobschichtige Schiefer in einer Gesammtmächtigkeit von etwa 2 Meter. Die einzelnen Schichten sind höchstens 2 Decimeter stark. Aeusserlich in Farbe und Aussehen hat das Gestein eine gewisse Aehnlichkeit mit manchen Schiefern der Stufe d 4, nur dass es viel glimmerreicher ist. An den Schichtflächen häuft sich Muscovit sogar manchmal in zusammenhängenden dünnen Lagen an, so dass ein dort entnommenes Handstück bisweilen sehr an schieferigen Gneiss zu erinnern vermag. Aus dem Gestein können bis 2 Meter lange und 1 Meter breite, oben und unten von den Schichtflächen begrenzte Platten gebrochen werden, wodurch es sich von allen Grauwackenschiefern, die immer stark zerklüftet sind, unterscheidet. Mir ist überhaupt nur noch ein Fall einer ähnlichen bequemen Steinplattengewinnung im Gebiete des mittelböhmischen Urschiefers bekannt, nämlich des grobschichtigen Urthonschiefers nicht sowohl bei Říčan, als in den südlicheren Partien und besonders im Westen der Silurablagerungen bei Unhošt und Okoř. Auch an den Uebergängen der Quarzite der Stufe d 2 in die unter- oder überlagernden Schiefer ist etwas Aehnliches im böhmischen Silurgebiete sonst nirgends bekannt, und wenn die quarzitischen Schichten des Wschestarer Berges nicht allmälig in die grobschichtigen Schiefer übergehen möchten, könnte man wohl geneigt sein, anzunehmen, dass diese viel älter sind und, schon längst fertig, beim Absatz der Quarzite als Unterlage gedient haben.

Dünnschliffe des Schiefers mit blossem Auge oder mit der Lupe betrachtet, zeigen in Schnitten parallel, sowie senkrecht zur Schichtfläche eine gewisse Migrationstextur, indem sich schwarze Partien von hell rostigen deutlich abheben, wobei diese letzteren in der dunkeln Grundmasse den Weg ihrer Wanderung durch spärliche Anhäufungen gewissermassen anzeigen. In Wirklichkeit aber scheint diese Textur

des Schiefers nichts anderes zu bedeuten als den Beginn einer Knotenbildung. Denn unter dem Mikroskop erweisen sich die lichten Partien als Ansammlungen von Quarz, Muscovit und feinen Blättchen chloritischer Natur, die dunkeln Lagen aber als Anhäufungen vorwaltend kohliger Theilchen, welche durch ihre Masse die sonstige mikroskopische Zusammensetzung dieser Partien stellenweise ganz verdecken. Doch scheint dieselbe auch keine andere zu sein als diejenige der lichten Stellen.

Ausdrücklich muss ich bemerken, dass ich in diesen dunkelgrauen Schiefern Andalusit nicht unzweifelhaft zu bestimmen vermochte. Dies hervorzuheben halte ich deshalb für nothwendig, weil die erdigeren und mehr blätterigen schwarzen Schiefer im Liegenden dieser Schichten an einem Andalusit ähnlichen Mineral reich sind, woraus geschlossen werden muss, dass sie auch ursprünglich von anderer petrographischer Beschaffenheit waren, als die ihr Hangendes bildenden, mit Quarziten untrennbar verbundenen, grauen, grobschichtigen Schiefer. Dass dieses Gestein und die tiefer lagernden schwarzen Pseudo-Chiastolithschiefer nicht gleichen Ursprunges und gleichen Alters sind und nicht blos verschiedene Stufen der Metamorphose darstellen, erhellt übrigens schon daraus, dass diese Schiefer eine von den quarzitischen Schichten etwas abweichende Lagerung haben, indem sie zwar in derselben Richtung, aber unter einem grösseren Winkel einfallen.

Soviel steht fest, dass alle im Steinbruche auf dem Wschestarer Berge offen gelegten Schichten, nämlich zu unterst der dunkelgraue, grobschichtige Plattenschiefer („obláskový kámen" der Arbeiter), darüber der $^1/_2$ Meter mächtige „Graustein" und über diesem die 7—8 Meter mächtigen quarzitischen Schichten des „Funkensteines" sammt den zwischenlagernden „Decken" und den auf dem Berggipfel zu Tage tretenden verwitterten Schichten: ein einheitlich entwickeltes System bilden, und somit, wenn sie ja einer silurischen Zone eingereiht werden sollen, insgesammt der Quarzitetage d 2 zuzuzählen sind.

Alle diese Schichten verflachen sich beinahe parallel der Oberfläche des südlichen Bergabhanges gegen SSO. Der Fallwinkel beträgt 15—20°. Besonders die harten quarzitischen Schichten erscheinen stark zerklüftet, und zwar zumeist nicht ganz senkrecht zur Schichtfläche, häufig auch in anderen Richtungen. Hier und da sind einzelne Spalten mit krystallinischem Quarz ausgefüllt.

Der Steinbruch versorgt die Bezirksstrassen von Hruschitz bis Kolowrat mit Schotter, zu welchem vorzugsweise der „Funkenstein" benützt wird. Die Arbeiter stemmen ihre Brecheisen in die Spalten und Risse ein und lösen so Stück für Stück des Gesteines ab. Sprengmittel werden nicht angewendet. Die dunkelgrauen Platten des Liegendzuges werden zu Bauzwecken verwendet.

Nördlich von Tehov, am Rücken der Anhöhe „beim Kreuz" (u kříže), findet sich auch Quarzit vor, doch leider in Lagerungsverhältnissen, die nur eine oberflächliche Untersuchung zulassen. Namentlich der Umfang dieser Ablagerung ist nicht genau zu bestimmen; er scheint übrigens nur ein geringer zu sein. Petrographisch ist dieser Quarzit identisch mit jenem des Wschestarer Berges. Auf einem Feld-

rain fand ich hier unter anderen zusammengeworfenen Gesteinen ein Stück „Decke“ oder „Graustein“, welches in der That von Röhren durchzogen erscheint, ähnlich denjenigen, die für die Quarzite der Stufe d 2 charakteristisch sind. Allein alles weitere Suchen blieb erfolglos. Die Lagerungsverhältnisse dieses quarzitischen Zuges sind kaum von denen auf dem Wschestarer Berge verschieden, doch scheint das Einfallen noch etwas flacher zu sein als dort. Die Beziehungen zu den unterteufenden schwarzen Schiefern sind allenfalls dieselben, wie sie oben dargelegt wurden.

Diese schwarzen Schiefer, die als silurisch aufgefasst, der Stufe d 1 eingereiht werden müssten, werden im Abschnitt über die Contactzone näher besprochen werden.

3. Permische Schichten?

Dieselben sind noch fraglicher als das Silur. Sie beschränken sich auf ein ganz kleines Gebiet nördlich nahe bei dem Dorfe Doubrawitz, welches eine kleine Wegstunde südwestlich von Řičan entfernt liegt. Krejčí und Helmhacker verzeichnen zwar diese fraglichen Permschichten auf ihrer geologischen Karte der Umgebungen von Prag ziemlich richtig, thuen ihrer jedoch im Texte keine Erwähnung, wenigstens nicht in dem der Permformation gewidmeten Abschnitte.

Es sei mir also verstattet, hier kurz zu bemerken, dass Herrn Prof. Krejčí gelegentlich der Begehung der Řičaner Gegend im Jahre 1878 in Doubrawitz Bruchstücke eines rothen Sandsteines auffielen, die dort bei der Errichtung einer Gartenmauer eben verwendet wurden. Er erkannte sie als permischen Sandstein und erfuhr auf sein Befragen, dass das Gestein in einem kleinen Bruche nördlich vom Dorfe gewonnen werde. Ob damals etwas über das Verhältniss des Sandsteines zum Urthonschiefer ermittelt werden konnte, oder vielleicht ermittelt worden ist, ist mir nicht bekannt. Heute dürfte dies ganz unmöglich sein. Es ist mir auch nicht gelungen den einstigen kleinen Steinbruch aufzufinden. Somit vermag ich nur zu bestätigen, dass in der That in Doubrawitz permischer Sandstein zu einzelnen Mauerbauten verwendet worden ist und dass nördlich vom Dorfe die Felder in einem bestimmten Umfang ganz so roth sind wie überall im Gebiete des Rothliegenden.

Es ist nicht ausgeschlossen, dass wir es hier wirklich mit einer permischen Insel zu thun haben. Doch die rothe Färbung der Ackerkrume allein scheint mir hierfür kein genügender Anhaltspunkt zu sein.

4. Eluviallehm.

Durch diese Bezeichnung ist zugleich die Meinung ausgesprochen, die ich über Ursprung und Entstehungsweise der als Oberflächendecke im Gebiete unseres Kärtchens sehr verbreiteten Lehmschichten hege. Dieselben sind bis auf einige ganz kleine Partien in der Karte verzeichnet und erheischen eine etwas eingehendere Besprechung.

In den Karten der k. k. geologischen Reichsanstalt wird dieser Lehm als Löss bezeichnet, was bei der Dehnbarkeit und Unbestimmt-

heit dieses Begriffes wohl erklärlich ist, aber als nicht richtig erscheint, wenn man unter Löss — abgesehen von dessen Ursprung — einen erdig lockeren, lehmähnlichen Thon mit einem beträchtlichen Gehalt an Kalk und wohl auch mit Kalkconcretionen versteht. Denn von diesem enthält der Lehm in der Umgebung von Říčan nur Spuren, im Durchschnitt gewiss keine 10 Procent, welche als Minimum im eigentlichen Löss gelten können. Aber auch alle anderen charakteristischen Merkmale des Löss fehlen dem Lehm von Říčan. So findet ein verticales Ablösen der Schollen, ein Abblättern oder nur ein Anstehen in verticalen Wänden nirgends statt. Wurzelröhrchen sind höchst selten und mit Kalk ausgekleidete kommen gar nicht vor. Auch habe ich im Lehm nirgends Landschnecken eingeschlossen gefunden. Ich glaube also, dass die Lehmschichten der Umgebung von Říčan (zunächst; — im weiteren Sinne wohl die Mehrzahl der Lehmdecken des mittelböhmischen Urschiefergebirges) nicht eigentlich als Löss zu bezeichnen sind.

Krejčí und Helmhacker haben diese Lehme als „diluviale Lehme“ in ihre Karte eingetragen. Aber im Text[1]) bemerken sie kurz, dass „in der Richtung von Zlatniky über Modletitz, Nupaky, Lipan, Auřinowes sich auf den Schichten der Etage C Decken von Lehm nachweisen lassen, welche aus zersetzten Schichten der cretaceischen Formation hervorgegangen sind, wenn auch nicht aus den höheren turonen Mergeln, sondern aus tieferen Schichten, die einst bis in diese Gegend ausgebreitet waren“.

Nun würden zu Lehm verwitterte Kreideschichten wohl nicht richtig als diluvialer Lehm zu bezeichnen sein; aber abgesehen davon ist zu betonen, dass die Herren Autoren gar nicht versucht haben, ihre Ansicht in irgend einer Weise zu begründen. Vielmehr wird dem Leser überlassen, sich selbst die Ueberzeugung zu verschaffen, dass die Kreideformation einstens in dieser Gegend verbreitet war und nunmehr Lehm als Rückstand zurückgelassen hat. Die Autoren haben einfach eine Annahme, die im Gebiete der Prag-Berauner Kalke stellenweise erwiesenermassen giltig ist, auch auf das Urschiefergebirge, ihr vermeintliches C, übertragen.

Ich habe mich bemüht in dieser Angelegenheit mir eine begründete Ansicht zu verschaffen und bin zu der Ueberzeugung gelangt, dass Krejčí's und Helmhacker's Annahme über den Ursprung der Lehmschichten nicht zu Giltigkeit bestehen kann. Denn nur in einem einzigen Fall, nämlich für die Lehmablagerung bei dem Dorfe Doubek, 6 Kilometer OON. von Říčan, ist eine Entstehung des Lehms aus cretaceischen Schichten, deren Spuren noch vorhanden sind, wahrscheinlich. Aber diese Lehmdecke liegt dem Granit auf und ist in der geologischen Karte der genannten Autoren nicht eingezeichnet.

Im übrigen grossen Verbreitungsgebiet des Lehmes habe ich nirgends unzweideutige Anhaltspunkte für die Annahme einer Entwicklung aus Kreideschichten auffinden können. Wohl stiess ich auf zwei Stellen, nämlich hinter dem Eisenbahndamm am Wege von Říčan nach Tehov und bei Swětitz, im Lehm in tiefen Lagen auf eine ziemlich sandige, von Eisenoxyd roth gefärbte, dünne Schicht, die jedoch

[1]) Erläuterungen etc., l. c. pag. 155.

nicht dem Urthonschiefer direct aufliegt und gewiss ungezwungener als ganz locale Ausbildung aufgefasst werden kann, denn als das Ueberbleibsel einer cretaceischen Sandsteinschicht.

Die Lehmdecken auf dem Urthonschiefer in der Umgebung von Řičan scheinen mir nichts anderes zu sein als eluviale Bildungen, das heisst nichts anderes als das einfach am Ursprungsorte liegen gebliebene Verwitterungsproduct des Urthonschiefers selbst. Denn dieser verwittert, wie man sich durch Augenschein an Stellen überzeugen kann, wo versucht wird, geradezu den blossen Schieferfelsen in bebaubares Land umzuwandeln, verhältnissmässig sehr leicht und liefert schon in wenigen Jahren eine Erdmasse, die in ihren Eigenschaften dem so sehr verbreiteten Lehm angemessen vollkommen entspricht. Besonders die von den Landwirthen viel bedauerte Kalkarmuth ist beiden gemein. Der Beginn der Bildung, oder besser gesagt, der Anhäufung dieses Eluviums fällt ganz bestimmt in diluviale Zeiträume und ist daher die allgemeine Bezeichnung desselben als diluvialer Lehm vollkommen richtig. Es beweisen dies hier und da aufgefundene diluviale Thierreste, wie z. B. ein Pferdezahn bei Radeschowitz und Knochenstücke (Pferd?) im Ziegellehm bei Kuří.

Der Lehm ist, mit localen Abweichungen, von gelblich brauner Farbe, ziemlich sandig und verhältnissmässig sehr kalkarm. Kalkige Concretionen kommen nur an einzelnen Stellen vor, und zwar nur dort, wo sich, wie es scheint, auch zusammengeschlemmtes Lehmmaterial angesammelt hat, also nur an gewissen Stauungspunkten. Die Mächtigkeit der Lehmschichten ist ziemlich verschieden von 2 bis 5 und vielleicht mehr Meter. Besonders ergiebig sind die Lehmablagerungen bei Auřinowes, wo seit Jahren eine grosse Ziegelei besteht, und dann im Zuge zwischen Kraboschitz und Nupak, welchem die Ziegelei südlich von Kuří, wo der erwähnte Knochenfund gemacht wurde, angehört, sowie südöstlich von Řičan, etwa von Doubrawitz gegen Süden. Hier grenzt ein grösseres Lehmlager, knapp an die Umrahmung unseres Kärtchens.

Aus der Auffassung des Lehmes als Eluvium ergibt sich von selbst, dass die Lehmbildung auch heutigen Tages fortwährend andauert.

5. Das Granitgebirge.

Mehr als ein Drittel des auf unserem Kärtchen umschriebenen Gebietes, und zwar der Osten desselben, wird von Granit eingenommen, welcher hier in ziemlich gleichbleibender Beschaffenheit auftritt und erst ausserhalb der Umrahmung der Karte auffallendere Unterschiede in Aussehen und Mineralbestand verräth.

Das allgemein herrschende Gestein ist ein grobkörniger **porphyrartiger Granitit**, der an zwei Stellen in mittelkörnigen, normalen Granitit übergeht und in der Contactzone mit dem Urthonschiefer ziemlich bedeutenden Veränderungen unterworfen erscheint. Er soll vor Allem beschrieben werden.

Der Hauptbestandtheil des Granitits ist Feldspath, der in grossen, der Hauptmasse eingestreuten Krystallen sofort auffällt und auch in dieser selbst vorwaltet. Quarz und Biotit sind gleichmässig verbreitet.

Die Hauptmasse ist selten undeutlich holokrystallin, sondern erscheint zumeist krystallinisch körnig.

Der Quarz ist allotriomorph und wird gewöhnlich von Feldspath, weniger häufig von Feldspath und Biotit umschlossen. Doch ist es trotzdem beinahe immer möglich eine gewisse Begrenzung durch einzelne Krystallflächen zu deuten. Auch die grössten Körner zeigen in den meisten Dünnschliffen in ihrer ganzen Ausdehnung im polarisirten Licht eine gleichzeitige Auslöschung und sind somit einheitliche Individuen. Nur in den Gesteinspartien, welche dem Contacthofe naheliegen, treten von dieser Regel manchmal Abweichungen ein, indem grössere Quarze im polarisirten Licht entweder eine undulöse Auslöschung zeigen, oder auch bei gekreuzten Nicols in mehrere verschieden orientirte Körner zerlegt werden können, die also zusammen gewissermassen ein Aggregat bilden. Sehr selten erscheint Quarz in erkennbar ausgebildeten Krystallen, und dann immer nur in sehr kleinen, dem Orthoklas eingebetteten Dihexaëdern, oder auch nur in rundlichen Körnern.

Der Quarz ist wasserhell, nur selten rauchfarbig. Unter dem Mikroskop erweist er sich als ziemlich reich an Flüssigkeitseinschlüssen. Diese pflegen im Dünnschliff in Schnürchen aufzutreten, von denen gewöhnlich mehrere parallel verlaufen und von anderen, ebenfalls parallelen gekreuzt werden. Die Richtungen der Schnürchen oder Bänderchen scheinen nicht gerade zu Gunsten der Ansicht zu sprechen, dass die Flüssigkeitseinschlüsse in krystallographischen Flächen liegen. Richtig ist wohl — und man kann sich davon an nicht zu dünnen Schliffen durch Verstellung des Mikroskops leicht überzeugen, dass sie flächenweise gelagert sind; aber dass diese Flächen einem Rhomboëder angehören sollten, ist kaum irgendwo herauszufinden. Die Grösse der Flüssigkeitseinschlüsse ist sehr verschieden, doch ausnehmend grosse, etwa gar makroskopische, finden sich nicht vor. Die Form ist beinahe immer eine ganz unregelmässige. Reine Flüssigkeitseinschlüsse herrschen vor, doch sind Libellen enthaltende auch nicht selten. Im Innern mancher Blasenräume treten auch kleine schwarze, opake Körperchen auf, die übrigens auch im Quarz selbst eingestreut liegen. Ausserdem enthält der Quarz oft Biotit und fast immer einzelne Apatitsäulchen eingeschlossen. Manchmal, nämlich nicht in jedem Dünnschliff, kommen auch lange dünne Nadeln vor. Möglicherweise entsprechen sie den von Hawes in amerikanischen Graniten als Rutil bestimmten individualisirten Einschlüssen. Sie sind oft krummgebogen, und zwar manchmal sogar nicht in einer Ebene. Mir scheinen sie eher Turmalin zu sein, da sie vollkommen mit den feinen Turmalinnadeln in dem Contactgranit von Straschin und Tehowetz übereinstimmen, in welchem die Entwicklung der Nadeln aus grossen Turmalinindividuen durch allmälige Uebergänge bewiesen werden kann, wie weiter unten gezeigt werden wird.

Der Feldspath des Granitits ist zum grössten Theile Orthoklas; trikliner Feldspath, Oligoklas und Mikroklin, stellt sich nur untergeordnet ein, fehlt aber nie ganz. Die der Hauptmasse eingestreuten grossen Krystalle sind Orthoklas, von welchem man schon dem äusseren Aussehen nach zwei Abarten unterscheiden kann, nämlich eine fleischrothe, die der Verwitterung gut widersteht, und die zweite, zumeist

fahlfarbige oder auch ganz weisse, die viel leichter angegriffen wird. Diese letztere besitzt einen gewissen Gehalt an Kalk, welcher jener zu fehlen scheint.[1]) Die Krystalle sind häufig 8 bis 10 Centimeter lang und grösstentheils rundum gut ausgebildet. Die Combination (110) (010) (001) (10$\bar{1}$) ist die gewöhnlichste, andere Flächen erscheinen seltener. Der Habitus der Orthoklase ist wohl adularartig, doch wasserhelle Durchsichtigkeit habe ich nirgends wahrgenommen.

Der Orthoklas der Hauptmasse kommt manchmal ebenfalls in gut ausgebildeten Krystallen vor. Dem Biotit gegenüber verhält er sich allotriomorph. In Dünnschliffen erscheint er nur selten durchsichtig, gewöhnlich ist er trübe, und zwar beginnt die Trübung im Innern und schreitet nach Aussen vor, so zwar, dass oft der Kern eines Krystalles schon vollkommen undurchsichtig ist, während die Umrandung noch hell erscheint. Diese Trübung wird durch Zersetzung der Orthoklassubstanz verursacht, doch erscheinen manche Körner wohl auch nur wegen übergrosser Anhäufung von Bläschen oder staubartigen Interpositionen impellucid. Zonare Structur kann an frischen Krystallen ziemlich häufig wahrgenommen werden. Die Orthoklase sind zum Theil einfache Individuen, zum Theil Zwillinge, vorwaltend nach dem Karlsbader oder auch nach irgend einem anderen Gesetze, was dann oft den Eindruck einer ganz zufälligen regellosen Verwachsung macht. Im polarisirten Licht ist undulöse Auslöschung weniger häufig zu beobachten als beim Quarz. Ziemlich oft, namentlich in den lichten Orthoklasen, lässt sich eine perthitische Textur wahrnehmen, seltener umwächst der Orthoklas einen Plagioklaskrystall. Doch auch den umgekehrten Fall habe ich beobachtet. Sonstige individualisirte Einsprenglinge, ausser gelegentlich Biotit, kommen im Innern der Orthoklassubstanz vielleicht nie vor.

Der im Granitit auftretende Plagioklas ist vorwaltend Oligoklas, welcher sich den beiden beschriebenen Bestandtheilen gegenüber idiomorph verhält. Einzelne grössere porphyrisch ausgeschiedene Krystalle unterscheiden sich vom Orthoklas gewöhnlich durch lichtere Färbung und matteren Glanz. An kleinen Körnern der Hauptmasse ist manchmal die Zwillingsstreifung mit dem blossen Auge erkennbar. Das sonstige Verhalten ist analog dem beim Orthoklas angegeben. Mikroklin tritt untergeordnet für Orthoklas ein und verräth sich im Dünnschliff durch seine stark hervortretende mikroperthitische Textur.

Biotit erscheint zumeist in rundlichen oder ganz unregelmässig gestalteten Blättchen, oder auch in Leisten und Striemen, welche keine Krystallform erkennen lassen. Gut umrandete sechsseitige Tafeln sind sehr selten. Der Biotit ist vorwaltend von dunkelbrauner Farbe und zeigt im Dünnschliff, namentlich bei lichterer Färbung, eine breite bandartige Streifung, sowie sehr starken Dichroismus. Er ist im normalen porphyrartigen Granitit die einzige Glimmerart, denn Muscovit habe ich immer nur in dem Contact nahen Gesteinspartien, und zwar noch selten, angetroffen.

Apatit kommt in farblosen Nädelchen, die oft eine Quergliederung zeigen, in Quarz und Biotit eingestreut vor. Sehr selten und im normalen Gestein allenfalls nur als zufälliger accessorischer Gemeng-

[1]) Cf. Friedr. Katzer, Einige Minerale etc. Tschermak, M. P. M. IX, pag. 409. Ebendort ist Zeile 16 von unten T zu streichen.

theil erscheint Turmalin in grösseren Krystallen, als den beim Quarz erwähnten Nadeln. Häufiger ist gelblichbrauner Titanit.

Apatit und Titanit sind die zuerst auskrystallisirten Bestandtheile des Granitits. Ihnen folgte Biotit, hernach Oligoklas, dann Orthoklas und schliesslich Quarz.

Der Farbe nach kann man zwei Abarten des porphyrartigen Granitits unterscheiden, nämlich weissen und rothen, deren mineralogische Zusammensetzung vollkommen identisch ist, nur dass in der ersten weisser, in der zweiten rother Feldspath vorherrscht. Weisse Hauptmasse mit rothen Feldspathkrystallen ist selten zu finden. Der umgekehrte Fall dagegen, — also in rother Hauptmasse grosse lichte Orthoklase, — ist ziemlich häufig. Die gewöhnlichsten aber sind doch die Vorkommen, wo in weisser Hauptmasse auch heller Orthoklas ausgeschieden ist, oder aber, wo in rother Hauptmasse auch röthliche Orthoklaskrystalle eingelagert erscheinen. Die erstere Varietät scheint leichter zu verwittern. Im Allgemeinen gilt, dass die grossen Orthoklase besser der Zersetzung widerstehen als die Hauptmasse, in dieser jedoch die feinkörnigen Partien wieder besser als die grösseren Körner. Diese etwa 1 Centimeter langen Krystalle sind es, welche zu allererst verwittern, so zwar, dass man an der Oberfläche des Gesteins ganz gewöhnlich in der feinkörnigen, orthoklas- und biotitreichen Grundmasse Pseudomorphosen von Kaolin nach Orthoklas findet. So besonders bei Straschin, Gr. Babitz, Wojkov NO. von Řičan, bei Tehowetz SO. von der Stadt und anderwärts. Da die kalknatronhaltigen Orthoklase notorisch leichter zersetzt werden, als die reinen Kalifeldspathe, so ist wohl anzunehmen, dass die Verwitterung des Granitits im Allgemeinen bei den Plagioklasen ihren Anfang nimmt, trotzdem der mikroskopische Befund diese Annahme nicht in allen Fällen zu bestätigen scheint.

Der beschriebene porphyrartige Granit verbreitet sich in typhonischer Ausbildung über den Rahmen unseres Kärtchens besonders gegen O. und S. nicht zu sehr hinaus. Der Prag-Schwarz-Kosteletzer Strasse entlang tritt er an den Stellen, wo die Felsmassen beim Strassenbau entfernt werden mussten, auf längeren Strecken zu Tage, ebenso längs des neuen Weges von Gross-Babitz nach Březí, NO. von Řičan, und entlang der Strasse von Buda über Swojetitz, SO. von Řičan. Hier trifft man bisweilen auf eine undeutliche Absonderung in Bänke; doch im Allgemeinen ist die Zerklüftung unregelmässig. Ausser in Einschnitten oder in Schluchten erscheint der Granitit in der kuppenreichen waldbedeckten Gegend sonst zumeist nur in grossen Blöcken, welche regellos rechts und links von der Aerarialstrasse im Walde verstreut liegen, besonders zahlreich nördlich von der Strasse in der Querschlucht, die sich gleich hinter dem Straschiner Steinbruch gegen Babitz hinzieht und südlich von der Strasse in der Richtung gegen Tehowetz. Früher waren die Blöcke nicht nur einzeln verstreut, sondern bildeten häufiger pittoreske Anhäufungen, wie solche heute nur noch stellenweise, z. B. zwischen Tehov und Tehowetz SO. von Řičan längs des Baches und NO. von Doubek vorkommen. Die Blöcke wurden nämlich vielfach verarbeitet und jetzt noch sieht man an einzelnen Resten von immerhin noch gewaltigen Dimensionen, die Spuren der bei der Sprengung eingetriebenen Keile oder der Schiesslöcher.

Von dem porphyrartigen Granitit dem Aussehen nach verschieden ist in normaler Ausbildung ein lichter **mittelkörniger Granitit**, der in grösseren Lagern im Gebiete unseres Kärtchens bei Žernovka, ONO. von Řičan, an der äussersten Grenze der Karte, und bei dem Dorfe Klokočná, SO. von Řičan, vorkommt. Eine nähere Besichtigung ergibt jedoch, dass das Gestein aus ganz denselben mineralischen Elementen zusammengesetzt ist, wie der porphyrartige Granitit, nur dass das Mengenverhältniss der einzelnen Bestandtheile ein anderes und die Ausbildung eine verschiedene ist. Es bedarf somit keiner eigenen Beschreibung, weil nur das Gesagte wiederholt werden müsste (Taf. IV, Fig. 6).

In der That, sucht man die Grenze zwischen mittelkörnigem und porphyrartigem Granitit zu bestimmen, so überzeugt man sich alsbald, dass der erstere nichts anderes ist, als eine Faciesbildung des porphyrartigen Gesteines, trotzdem er diesem aufzuliegen und es zu durchbrechen scheint. Denn vom Aussenrande beginnend, je tiefer in den Stock hinein, desto mehr nimmt die mittelkörnige Hauptmasse des porphyrartigen Granitites überhand und bleibt zuletzt allein übrig. Am Aussenrande des Massivs sind sehr grosse Orthoklaskrystalle im Granitit dichtgedrängt vorhanden; in tiefer gelegenen Zonen erscheinen grosse Feldspathe schon weniger häufig, doch bleiben sie zunächst immer noch so vorherrschend, dass sie das Aussehen des Gesteines bedingen. An den bezeichneten beiden Stellen nun nehmen die eingestreuten grossen Orthoklaskrystalle an Zahl sehr schnell ab und treten nur noch ganz vereinzelt als sogenannte „Kerne“ (pecky) der Steinmetze in der gleichsam übrig gebliebenen Grundmasse auf und verschwinden endlich ganz. Es verbleibt gleichmässig mittelkörniger Granitit, in dem Feldspath wenig mehr als die Hälfte der ganzen Masse ausmacht, während er früher wohl 6 bis 8 Zehntel derselben beträgt.

Die Grenzen der beiden Granititfacies sind demzufolge selbstverständlich nicht bestimmt und auch die Uebergänge sind nicht gleicher Art, indem an einigen Orten die mehrere Centimeter grossen Feldspathkrystalle nur langsam an Zahl abnehmen, also mittelkörniger Granitit sehr allmälig sich entwickelt, während anderorts die eingestreuten Krystalle rasch verschwinden, somit porphyrischer Granitit sehr schnell in normalen übergeht. In diesem Falle pflegen jedoch im mittelkörnigen Gestein grosse Orthoklase häufiger vereinzelt eingestreut zu erscheinen als dort, wo der Uebergang ein sehr langsamer ist. Diese allmälige Entwicklung des gleichmässig mittelkörnigen Granitites aus dem porphyrartigen charakterisirt eben die beiden Abarten als Faciesbildungen. Denn die Annahme, die man etwa machen könnte, nämlich dass das Magma des normalkörnigen Granitits aus der Tiefe zu einer Zeit hervorbrach, als die früher emporgedrungenen Eruptivmassen noch nicht gänzlich erstarrt waren, so dass im Berührungshof eine gewisse Mischung beider Gesteinsmassen eintreten musste, ist schon mit Rücksicht auf die vollkommen analoge mineralogische Zusammensetzung des Gesteins durchaus unzulässig.

Der gleichkörnige Granitit unterscheidet sich von dem porphyrartigen auch durch seine Absonderungsformen, da er häufig in nur 1—2 Decimeter mächtigen Bänken und Schalen sich ablöst, während

dieser, wie erwähnt, höchstens stellenweise eine rohe bankartige Absonderung erkennen lässt. Eben deshalb eignet sich der mittelkörnige Granitit sehr gut zu einzelnen Steinarbeiten, zu Platten, Ruheplätzen, Stiegen, Schwellen, Trottoireinfassungen u. s. w., wobei die natürliche Absonderung der Verarbeitung sehr zu Gute kommt. Die entblössten Bänke werden einfach je nach Bedarf mittelst Keilen zerspalten. Im Steinbruche „Na horkách“ bei Žernovka werden auf diese Weise bis 5 Meter lange Schwellen und Platten von 3—4 Quadratmeter Fläche gewonnen. Ein grosser Theil der Umfassungssteine der Trottoirs in Prag und besonders den Vorstädten, Stiegen und Ruheplätze in mehreren Gebäuden etc. stammen aus diesem Steinbruche. — Bei Klokočná wird das Gestein, obwohl es gleichmässiger und zum Theil ansehnlicher ist als jenes von Žernovka, nur zum Localverbrauch gewonnen, da es dem Ort an jeder nur halbwegs bequemen Verbindung mit der Aussenwelt gebricht.

Der mittelkörnige Granitit ist ein solides, festes Gestein, von dem ein Kubikschuh nach Angabe der Steinmetze anderthalb Centner wiegt. Seine lichte gelblich- oder röthlichweisse Farbe wird durch den dunkeln Biotit noch gehoben. Leider ist er auch dort, wo er nicht bankartig abgesondert erscheint und die Gewinnung grosser Blöcke zulässt, wie in den tieferen Lagen des zweiten Steinbruches im Walde bei Žernovka, nicht zu monumentalen Zwecken verwendbar, weil er mit einem Fehler behaftet ist, nämlich mit dem reichlichen Vorkommen von dunklen Ausscheidungen, die, abgesehen von der äusserlichen Verunstaltung, auch seine gleichmässige Festigkeit und Dauerhaftigkeit gefährden.

Diese 1—6 Decimeter im Durchmesser habenden Ausscheidungen von ovalen Formen sehen vielmehr aus wie Einschlüsse, da sie gegen die übrige Masse sehr scharf begrenzt sind. Sie bestehen aus denselben Bestandtheilen wie der übrige Granitit, nur dass Feldspath und Quarz sehr zurücktreten, dagegen Biotit überaus reichlich angehäuft erscheint. Bemerkenswerth ist, dass die Biotitblättchen nicht immer regellos vertheilt sind, wie in der übrigen Gesteinsmasse, sondern sich zuweilen in Striemen anordnen, welche dünne Quarz- und Feldspathbändchen zwischen sich einschliessen.

Man könnte füglich von einer Biotitfacies sprechen. Die Vertheilung der Ausscheidungen im mittelkörnigen Granitit scheint demselben Gesetze zu unterliegen, wie eben seine Ausbildung selbst, — nämlich: sie ist an den innersten Kern des Stockes gebunden. Denn im porphyrartigen Granitit habe ich ähnliche einschlussartige, feinkörnige, biotitreiche Gebilde nirgends beobachtet; in den Randpartien der mittelkörnigen Facies sind sie selten und wenn vorhanden, also klein. Erst im Centrum und besonders auch in der Tiefe treten sie häufig und in bedeutender Grösse auf. Im Lager des normalkörnigen Granitits bei Klokočná kommen sie seltener vor.

Vergegenwärtigt man sich die durch den mikroskopischen Befund erwiesene Aufeinanderfolge in der Auskrystallisirung der einzelnen Bestandtheile des Gesteins, nämlich: zuerst Biotit, dann Feldspath und schliesslich Quarz; — so gelangt man zu der berechtigten Annahme, dass die biotitreichen Ausscheidungen diejenigen Stellen

bezeichnen, wo im Schmelzfluss die Krystallisation ihren Anfang nahm. Der ursprüngliche Gesteinsbestandtheil sammelte sich hier an und bildete mit geringen Mengen ausgeschiedenen Feldspathes und Quarzes Anhäufungen, die sich in der Mutterlauge naturgemäss zu kugeligen Formen zusammenballten. Hierdurch wurde der Schmelzflussrest viel saurer, so dass bei dem weiter fortschreitenden Krystallisationsact, allerdings unter Wahrung der bezeichneten Aufeinanderfolge der Hauptbestandtheile, Quarz und besonders Feldspath über den Biotit sehr die Oberhand gewannen. So bildete sich porphyrartiger und, dort wo eine stetige Auskrystallisirung stattfand, mittelkörniger Granitit.

6. Ganggesteine.

In der Umgebung von Říčan treten zweierlei Ganggesteine auf: porphyrische und dioritische, deren Gänge eine auffallend gleichmässige Streichungsrichtung einhalten. Sie verlaufen nämlich alle von SW. gegen NO., ja die Porphyre nahezu in derselben Linie. Es ist daraus ersichtlich, dass die Spaltenbildung, welche den Eruptivmassen das Empordringen ermöglichte, durch dieselbe Ursache bewirkt wurde.

Die porphyrischen Ganggesteine wurden von Bořický (l. c.) eingehend behandelt und an den Dioriten stellte Helmhacker (l. c.) Beobachtungen an. Doch sind die Mittheilungen beider Autoren mancher Berichtigung bedürftig, namentlich in Betreff der Ortsangaben, von welchen z. B. in Bořický's Werk keine einzige genau zutreffend ist.

Schon die Ortsbezeichnung der Přestavlker Schlucht (pag. 64) — um zunächst die **Porphyrgesteine** näher in's Auge zu fassen — ist falsch, denn diese befindet sich nicht östlich, sondern NO. von Říčan. Viel zutreffender hat Helmhacker die Oertlichkeit bezeichnet.[1]) „Einige hundert Schritte südlich von der Stadt“ — wie Bořický (pag. 65) sagt — steht Porphyr nicht an. Es dürfte wohl der Gang gemeint sein, der östlich von Říčan auf der Anhöhe genannt „Bejkovka“ in einem Bruche offen gelegt ist und von Krejči und Helmhacker irrthümlich als gemeiner Granit in die geologische Karte der Umgebungen von Prag eingetragen worden ist. Wenigstens weiss ich mir diese Graniteinzeichnung nicht anders zu erklären, die auch in den Erläuterungen zu der Karte (pag. 77) als „Granitstock im Silurgestein“ Erwähnung findet. — Ebenfalls nicht ganz richtig ist, was Bořický (pag. 70) über den Fundort des Granophyrs von der Říčaner Eisenbahnstation sagt. Wer sich genau an seine Angaben hält, wird gewiss keinen Porphyr finden. Richtig ist, dass in den Feldern ONN. von der Eisenbahnstation in einzelnen, gewöhnlich mit Wasser angefüllten Gruben ein Porphyrgang abgedeckt erscheint. Man braucht nur bei dem Häuschen gerade gegenüber vom Stationsgebäude vorbei dem Walde zuzugehen, um in einer Entfernung von etwa 250 Schritt auf Porphyr zu stossen.

Ausser diesen von Bořický berücksichtigten Porphyrgängen treten im Gebiete unseres Kärtchens noch in SW.-Richtung von Říčan

[1]) Erläuterungen etc., l. c., Anhang pag. 192.

Porphyre zu Tage, und zwar nördlich von Kraboschitz und nordöstlich von Modletitz, welche beide Gänge in der Karte von Krejčí und Helmhacker eingezeichnet erscheinen, und ferner ein Gang, der wenige hundert Schritte von der Station entfernt (in der Richtung gegen Mnichowitz) quer über den Bahnkörper streicht und weder von dem ersteren noch den beiden letzteren Autoren erwähnt wird.

In meinem Kärtchen sind Porphyrgänge an 8 Stellen ersichtlich gemacht, womit jedoch nur die zu Tage tretenden oder in Steinbrüchen offen gelegten Gänge bezeichnet sind, keineswegs aber alle Vorkommnisse. So lässt sich der Porphyrgang, der zwischen dem Říčaner Bahnhof und dem Jägerhaus eingezeichnet ist (Bejkovka) auch weiter gegen NO., sowie besonders gegen SW. verfolgen. Der Aufschluss im Bahneinschnitte ist seine Fortsetzung, die auch noch weiter in die Felder fortstreicht, jedoch für gewöhnlich nicht am Tage. Knapp an der Anhöhe „Bejkovka" vorbei führt ein Feldweg. Ueber demselben, wenn man von Říčan kommt links im Felde, erscheint Porphyr in alten Gruben. Hier sieht man, dass er von einer beiläufig 1 Meter mächtigen Schicht Detritus und Ackerkrume bedeckt wird. Wo diese nicht beseitigt und der Porphyr entblösst ist, kann seine Gegenwart allerdings nur durch Zufall erwiesen werden, was in der That zwischen den auf unserer Karte eingezeichneten Gangtheilen auf den Feldern mehrfach geschehen ist, so namentlich auch zwischen dem durch die Přestavlker Schlucht streichenden und nahe vom Stationsgebäude wieder entblössten Zuge und in der Fortsetzung, desselben auf dem Felde „Fabiánka" und anderwärts. In der Přestavlker Schlucht treten drei Porphyrgänge auf, die beiden westlichen sind jedoch von zu geringer Mächtigkeit und zu nahe bei einander, als dass ich sie hätte auf dem Kärtchen einzeln eintragen können.

Was die petrographische Beschaffenheit anbelangt, so ist nur diejenige der Gesteine der Přestavlker Schlucht von den übrigen verschieden. Diese erscheinen, abgesehen von der bald gelblicheren, bald röthlicheren Färbung der Grundmasse, nahe übereinstimmend, auch hiedurch einen gleichen Ursprung bekundend.

Bořický hat die Porphyre der Umgebung von Říčan, soweit er sie untersucht hat, in drei Untergruppen eingereiht. Um die systematische Stellung, die er ihnen hiedurch gegeben, richtig beurtheilen zu können, ist nothwendig, seine Eintheilung der Porphyre überhaupt sich vorzuhalten. Er macht zunächst keinen Unterschied zwischen Ganggesteinen und Ergussgesteinen, sondern fasst beide zusammen und unterscheidet: *A.* Quarzporphyre, *B.* Quarzporphyrite. Jede dieser beiden Abtheilungen zerlegt er in drei Gruppen, nämlich: 1. Granitische, 2. radio- und sphärolithische und 3. felsitische Gesteine. Die Porphyre von Říčan reiht er insgesammt unter die granitischen Quarzporphyre ein, von welchen er wieder vier Untergruppen unterscheidet: *a)* Granitporphyre, deren Grundmasse sehr feinkörnig ist und deren Einschlüsse mehr als die Hälfte der ganzen Porphyrmasse ausmachen; *b)* Granitische Porphyre, die weniger Einsprenglinge als die vorigen haben; *c)* Granophyre oder granitische dichte Porphyre, die entweder keine oder nur sehr spärliche Einsprenglinge haben; *d)* Glimmerporphyre mit viel Schüppchen braunen Glimmers. Als Granitporphyr

wird ein Gestein aus der Přestavlker Schlucht (pag. 64) und der fälschlich als südlich von Říčan vorkommend bezeichnete Porphyr (pag. 65) beschrieben. Das Ganggestein von der Eisenbahnstation wird als Granophyr (pag. 70) angesprochen und ein zweiter Porphyr aus der Přestavlker Schlucht (pag. 72) den granitischen Glimmerporphyren zugezählt.

Es ist rathsam diese überflüssiger Weise zerplitterten Gruppen in eine Familie der Granitporphyre im Sinne Rosenbusch's zusammenzuziehen, weil es der Gesteinshabitus erfordert. Denn das mehr oder weniger häufige Auftreten von Einsprenglingen in der Grundmasse vermag doch wohl keine Eintheilung zu begründen, wie sie Bořický versucht hat. Auch ist die Anwendung von ganz verschiedenartigen Eintheilungsprincipien, darunter auch nur localen Ausbildungserscheinungen, zur Begründung eines Systems nicht geeignet, womit jedoch nicht in Abrede gestellt werden soll, dass die Granitporphyre überhaupt eine detaillirtere Classificirung wünschenswerth erscheinen lassen.

Der Granitporphyr, der in der Přestavlker Schlucht nordöstlich von Radeschowitz in einem Steinbruche eröffnet ist, hat eine Gangmächtigkeit von beiläufig 6 Meter und fällt bei einem nordöstlichen Streichen sehr steil ein. Er wurde drei Jahre früher als von Bořický, wie erwähnt, schon von Helmhacker als Felsitporphyr beschrieben. Bořický nimmt hierauf keinen Bezug; auch weicht seine bedeutend kürzer gehaltene Beschreibung von jener Helmhacker's nicht unerheblich ab. Darum sei mir gestattet kurz meinen Befund darzulegen.

Das makroskopische Aussehen des Gesteins ist von Helmhacker richtig angegeben worden. In gelblichgrauer Grundmasse liegen zahlreiche Quarz- und Feldspatheinsprenglinge, selten auch noch ein dunkler Glimmer. Helmhacker erwähnt auch Pyrit. Bořický spricht nur von kleinen, 1—4 Millimeter grossen Feldspath- und Quarzkörnchen, die meistentheils aber so dicht auftreten sollen, dass durch dieselben die Grundmasse verdeckt wird. Dies ist entschieden nicht immer zutreffend. Auch ist der von Bořický nicht angegebene dunkle Glimmer in geringer Menge stets vorhanden, nicht so Pyrit.

Die mikroskopische Untersuchung ergab Helmhacker neben reichlichem Orthoklas seltenen Oligoklas. Feine helle Linien in jenem deutete er als Spaltungsfugen, eingestreute Kryställchen als vermuthliche Orthoklase in anderer Orientirung. Den als Biotit bezeichneten Gemengtheil erkannte er als zum Theil umgewandelt in Chlorit; nebstdem fand er andere Glimmerpseudomorphosen, etwas Hämatit, Limonit und Pyrit.

Bořický's mikroskopische Beschreibung stimmt mit meinem Befund genauer überein. Denn an Feldspathen ist neben Orthoklas und Oligoklas auch noch Mikroklin vorhanden. Diese bilden öfters den Kern grösserer Orthoklase, welche gewöhnlich voll von staubartigen Interpositionen (Kaolin?) und ganz impellucid sind. Die Plagioklase erscheinen weniger getrübt, dafür aber häufig mit zumeist grünlichen nadelförmigen Kryställchen durchspickt, die Bořický für Epidot erklärt. Die Grundmasse erscheint bei starker Vergrösserung als ein krystallines Gemenge von vorwaltendem Feldspath und untergeordnetem Quarz. Der Feldspath kommt in kurzen, regellos verbundenen Stäbchen vor. Der Quarz ist gewissermassen in die Feldspathgrundmasse einge-

lagert. Die von Helmhacker angeführten Eisenminerale sind als untergeordnete Gemengtheile in der That vorhanden, obwohl ihrer von Bořický nicht Erwähnung geschieht. Die grünlichen faserigen Partikeln und Streifchen der Grundmasse will ich auf die Autorität Bořický's hin für Epidotnadeln, Chlorit- und Serpentinfasern halten. Auch die (pag. 65) von Bořický erwähnten Turmalinnadeln habe ich äusserst spärlich angetroffen, vermochte aber nicht zu entscheiden, ob hier wirklich Turmalin vorliegt. Auf Tab. I, Fig. 1 gibt Bořický ein Bild, wie man ein solches von dem Porphyr, wenn nicht direct erhalten, so doch durch gelindes Verschieben des Präparates unter dem Mikroskop leicht sehr wohl zusammenstellen könnte. Leider lässt die Bezeichnung „granitischer Porphyr von Řičan“ die wünschenswerthe Bestimmtheit vermissen, da im Buche ja vier verschiedene granitische Porphyre von Řičan beschrieben werden. [1])

Der Granitporphyr aus dem Steinbruche auf der Anhöhe „Bejkovka“ östlich von Řičan dürfte derselbe sein, den Bořický als aus Gruben südlich von der Stadt stammend (pag. 65) beschreibt. Er bildet einen Gang von 8—10 Meter Mächtigkeit und wird zur Wegbeschotterung gewonnen. Ob hier wirklich vor bald zwei Decennien Steine für den Eisenbahnbau gebrochen worden sind, wie Bořický angibt, konnte mir zwar Niemand bestimmt bezeugen und ich selbst fand die mineralogische Zusammensetzung etwas verschieden von der von Bořický (pag. 65) beschriebenen. Dagegen fällt jedoch in's Gewicht, dass sich südlich in der Nähe der Stadt nirgends eine Porphyrgrube befindet und ferner nicht anzunehmen ist, dass der Porphyr auf der Anhöhe „Bejkovka“, die nur 10 Minuten von der Stadt entfernt ist, Bořický entgangen sein sollte.

Das Gestein ist von gelblich- oder röthlichgrauer Farbe, die Grundmasse erscheint dicht und die eingestreuten verschiedenen Mineralkrystalle haben zumeist über 1 Millimeter im Durchmesser, so dass die Textur des Gesteines deutlich porphyrartig ist. Unter diesen ausgeschiedenen Krystallen nimmt dunkler Glimmer einen hervorragenden Platz ein. Bořický thut hievon keine Erwähnung, so dass man wieder an der Uebereinstimmung seines angeblich südlich von Řičan vorkommenden Porphyres mit dem hier gemeinten zweifeln könnte. Sonst aber stimmt seine Beschreibung mit meinem mikroskopischen Befund ganz gut überein. Nur Albit vermochte ich unter den Feldspathen nicht bestimmt nachzuweisen.

Von diesem Granitporphyr ist der über den Weg im Felde in Gruben offen gelegte, eine schwächere Ader bildende Porphyr nicht bemerkenswerth verschieden.

Der Porphyr aus dem Eisenbahneinschnitt, der in der Fortsetzung dieser beiden liegt und ebenfalls eine Gangmächtigkeit von 8—10 Meter zeigt, unterscheidet sich von demselben nur dadurch, dass er feinkörniger ist und dass Biotit ziemlich bedeutend zurücktritt.

---

[1]) Ebenso sind die Angaben über die chemische Zusammensetzung im Stande Zweifel zu erwecken. — Die fälschlichen Angaben des Buches mögen durch irgendwelche Unklarheiten in den hinterlassenen Anmerkungen des zu früh verstorbenen, verdienstvollen Autors verursacht worden sein. Es soll weder ihn noch den Herrn Herausgeber, durch diesen Hinweis auf die Sache irgend ein Vorwurf treffen.

Unter dem Mikroskop erscheint die Grundmasse aus kurzen, selten hellen Feldspathleisten, ziemlich reichlichen Quarzkörnchen, chloritischen Partikeln und Epidotnadeln zusammengesetzt. Diese letzteren pflegen auch namentlich den porphyrisch ausgeschiedenen, etwas grösseren Feldspathkrystallen eingelagert zu sein. Der Feldspath ist etwa zur Hälfte Orthoklas, zur Hälfte Plagioklas. Die Quarzeinsprenglinge sind weniger häufig als die Feldspathe und erscheinen zumeist in Dihexaedern entwickelt. Flüssigkeitseinschlüsse sind zahlreich. Der neben Quarz und Feldspath in diesem Porphyr als Einsprengling auftretende Biotit ist grösstentheils in hexagonalen Täfelchen von dunkelbrauner Farbe entwickelt. Er enthält hier und da Nädelchen (von Apatit).

Sehr ähnliche Eigenschaften bekundet der Granitporphyr nördlich von der Řičaner Eisenbahnstation bei Radeschowitz. So weit eine Abschätzung möglich, scheint er einen 6—8 Meter mächtigen Gang zu bilden, der eben so steil einfällt wie alle anderen Porphyrgänge unseres Gebietes, mit welchen er auch das nordöstliche Streichen gemein hat. Er ist noch dichter als das eben beschriebene Gestein. Quarz und Feldspath sind in ziemlich gleicher Menge vorhanden und Biotit fehlt nie ganz. Im Uebrigen ist die Beschreibung, die Bořický pag. 70 gibt, zutreffend.

Die Porphyre von Kraboschitz und Modletitz stimmen zwar im Allgemeinen mit den bisher beschriebenen Gesteinen überein, unterscheiden sich von ihnen jedoch durch den nahezu gänzlichen Mangel an Biotiteinsprenglingen. Ueberhaupt sind makroskopische Einsprenglinge wenig zahlreich, dafür aber von bedeutender Grösse, z. B. Feldspathkrystalle von bis 8 Millimeter Länge. Quarz ist als Einsprengling selten und erscheint nur etwa in 1 Millimeter grossen Körnern. Die Grundmasse ist dicht, von bald lichtfleischrother, bald lichtgelblichgrauer Farbe. Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als vorwaltend feldspathig. Quarz ist nur in den Zwischenräumen zwischen den kurzsäulchenförmigen Orthoklasen eingeschlossen. Plagioklas ist nicht besonders häufig, bildet aber öfters den Kern von Orthoklasdurchschnitten, die von bräunlicher Farbe zu sein pflegen. Nebstdem erscheint, und zwar in den lichtgrauen Porphyren häufiger, ein flaseriger chloritischer Gemengtheil und stark dichroitische (Epidot?) Nadeln.

Vergleicht man die Porphyrgesteine in Betreff ihrer mineralogischen Zusammensetzung, indem man mit jenen von der Anhöhe „Bejkovka“ beginnend, über den Bahneinschnitt gegen Kroboschitz und Modletitz fortschreitet, so erkennt man, dass dieselben je weiter gegen Westen desto bedeutender ihren mineralogischen Charakter und somit auch ihr Aussehen abändern. Biotit tritt unter den Einsprenglingen je weiter desto merklicher zurück, die Grundmasse verdichtet sich stetig, dafür stellen sich bei gleichzeitiger Quarzabnahme grössere Feldspatheinsprenglinge ein. Man könnte sich versucht fühlen diese Erscheinungen in einen causalen Verband mit der Entfernung von der Granitgrenze zu bringen. Ich will nicht unterlassen, zu gestehen, dass ich mich nie des Eindruckes erwehren konnte, als ob die Porphyre und die Granitmassen eben in der Umgebung von Řičan zu gleicher Zeit das Schiefergebirge gehoben und durchbrochen hätten und in einem engen gegenseitigen Verhältniss zu einander stünden. —

Unter den Porphyren unseres Gebietes sind die Gesteine, welche gegen Westen, am Bache hinunter, nicht zu weit von dem oben beschriebenen Granitporphyr in der Přestavlker Schlucht zwei, je circa 1 Meter mächtige, Gänge bilden auffallend, da sie besonders gegen die Salbänder zu makroskopisch nur aus Biotitblättchen zu bestehen scheinen. Die Biotitschuppen pflegen auch nicht selten parallel angeordnet zu sein, so dass das Gestein in Handstücken ganz das Aussehen eines glimmerreichen Glimmerschiefers gewinnt. Anstehend freilich erscheint es in den mitteren Lagen oft ziemlich deutlich porphyrisch und entspricht mehr oder weniger genau der Beschreibung, die Bořický (pag. 72) gegeben hat. Die auffallende mineralogische Zusammensetzung scheint dieser Porphyr einer Metamorphose zu verdanken. Nähere Untersuchungen hierüber werde ich später aufnehmen.

Sehr erwähnenswerth scheint mir ein Fund zu sein, den ich ebenfalls in der Přestavlker Schlucht, aber von dem Hauptgang etwa 50 Schritt am Bache hinauf, gemacht habe. Ich fand dort mehrere kleine Blöcke eines Porphyrmandelsteines, von welchem ich einige zerschlug um möglichst frisches Material zu gewinnen. Die grösseren Felsstücke erwiesen sich als durch und durch zerklüftet und in prismenartige kleinere Partien zerlegt, deren Begrenzungsflächen von Eisenoxydhydrat rostbraun gefärbt erscheinen. Einige sammelte ich und bemühte mich das Gestein anstehend zu finden, aber umsonst. Ich gedenke nächstens die Localität nochmals genau zu durchforschen. Hier möge nur vorläufig der makroskopische Befund mitgetheilt werden. Das Gestein ist von graufahler Farbe. Die Grundmasse ist matt lichtgrau, unter der Lupe körnig, vorwaltend allenfalls feldspathig. In ihr liegen eingebettet ziemlich zahlreiche, sehr scharf begrenzte, 2—8 Millimeter lange Orthoklaskrystalle von gewöhnlichem säulenförmigen Typus und röthlicher Farbe. In einzelnen kommt Biotit eingelagert vor, welcher überhaupt einen Hauptgemengtheil des Porphyres bildet und dem blossen Auge in 1 bis 2 Millimeter langen Leisten und deutlich sechsseitigen oder etwas abgerundeten Blättchen sofort auffällt. Am meisten freilich drängen sich der Beobachtung die hirsekorn- bis erbsengrossen Quarzmandeln auf. Aller makroskopisch wahrnehmbarer Quarz erscheint in mandelartiger Ausscheidung. Die kleinen Mandeln sind manchmal kugelrund, die grösseren dagegen zumeist etwas plattgedrückt. Der Quarz ist vorwaltend wasserhell. Einzelne Mandeln zeigen unter der Lupe eine scheinbar aggregatartige Zusammensetzung, andere, namentlich etliche von den grossen, enthalten im Centrum einen Hohlraum. Die Grundmasse schmiegt sich sehr fest an die Quarzmandeln an, so dass Vertiefungen nach ausgebröckelten Mandeln inwendig wie auspolirt oder glasartig erscheinen.

Die **dioritischen** im Gebiete unserer Karte auftretenden Gesteine lassen sich unter den Ganggesteinen im Sinne Rosenbusch's nicht mit gleichem Recht unterbringen wie die Porphyre, wie sich wohl überhaupt bei den Dioriten eine Trennung von Tiefen- und Ganggesteinen nicht gut durchführen lässt.

Die Diorite, welche bei Klokočná, 6 Kilometer SO. von Říčan verbreitet sind, sind wesentlich zweierlei Art, nämlich deutlich porphyrartige und dichte. Beide sind durch allmälige Uebergänge verbunden.

Auf der mehrfach erwähnten Karte von Krejči und Helmhacker erscheinen diese Diorite als ein Stock unter der Bezeichnung Corsit eingetragen. Was die geologische Erscheinungsform anbelangt, so muss ich zugeben, dass die Ermittlung derselben in der waldigen Gegend bei dem Mangel an Entblössungen mit grossen Schwierigkeiten verbunden ist. Doch trifft man rechts vom Wege von Klokočná gegen Tehov, beiläufig 500 Schritt vom letzten Hause des ersteren Dorfes, im jungen Wald leicht auf anstehendes Dioritgestein, von wo aus man sich orientiren kann. Indem man von diesem Punkte aus einmal gegen Norden und dann wieder gegen Süden vorgeht, wird man finden, dass der Diorit nicht einen Stock bildet, sondern in mehreren, ziemlich parallel gegen Südwesten streichenden Gängen auftritt, von welchen einer sehr nahe am Dorfe verlauft. Auf unserer Karte sind drei Partien verzeichnet. Die mittlere, sich weit gegen Menčitz erstreckende und von dem Abhange, auf welchem der Waldbestand „v doubravině“ beginnt, gegen Nordosten verfolgbare, scheint aus zwei oder mehreren Gängen zu bestehen, was leider nicht genau zu ermitteln ist. Ebenso ist mir nicht gelungen den unmittelbaren Contact zwischen Urthonschiefer und Diorit zu erspähen, wohl aber ist der Einfluss des Diorits auf die Metamorphose der Schiefer erweislich.

Der erwähnte anstehende Dioritfels ist eine Randklippe des Mittelzuges und zeigt die gegen die Peripherie immer auftretende Verdichtung in bedeutendem Masse. Je weiter nach der Tiefe zu, desto körniger wird das Gestein. Doch eigentlich porphyrartige Ausbildung scheint trotzdem nur an die Oberflächenlagen gebunden zu sein. In dieser Ausbildung darf das Gestein wohl als Dioritporphyrit bezeichnet werden.[1]) Dieser findet sich am linken Abhang, wenn man von der Menčitzer Mühle gegen Klokočná aufsteigt, im Kieferwalde anstehend, beiderseits zwar von dichtem Diorit begleitet, aber nicht in augenscheinlicher Verbindung mit demselben, so dass er sehr wohl einen selbstständigen Gang bilden kann. Von sehr ähnlichem Aussehen ist der Dioritporphyrit der vom Wege von Klokočná nach Tehov, wie es scheint in Fortsetzung der leicht auffindbaren, erwähnten Dioritklippe im Walde in einzelnen Blöcken vorkommt. Sehr schön porphyrisch entwickelt mit einzelnen Einsprenglingen von 8—10 Millimeter Länge erweist sich das Gestein in der nördlichsten Gangpartie am Waldessaum. Es ist zwar nur undeutlich anstehend, aber wie es scheint, bildet es einen selbstständigen Gang. Einzelne losgelöste Stücke dieses Porphyrites sind im ganzen Gebiete der Dioritgänge, die zusammen wohl 2—300 Meter mächtig sind, verstreut zu finden.

Viel verbreiteter als dieses sehr deutlich porphyrartig entwickelte Gestein ist körniger Diorit, welcher im Grunde genommen ebenfalls von porphyrischer Textur ist, dem ich aber eine andere Benennung beilege, weil die Textur am unregelmässigen Bruch häufig verwischt zu sein pflegt und das Gestein sich auch im Ganzen enger an den dichten Diorit anschliesst als an den Porphyrit. Es ist die herrschende Dioritabart und man darf mit Rücksicht auf die mächtigen Gangausbisse auf dem Kamme der Klokočnákuppe und am Menčitzer Abhang

[1]) Wenn nicht im Sinne Rosenbusch's, so im Sinne Gümbels.

wohl sagen, dass der ganze Gipfel der Kuppe von diesem Diorit eingenommen wird. Er ist es auch, der am häufigsten anstehend angetroffen wird, so z. B. nahe beim Dorfe, in Fortsetzung der oft genannten Klippe, die ihm angehört, im Zuge gegen Menčitz und auch auf der Tehov zugewandten Bergseite. Das anstehende Gestein, obwohl im Allgemeinen körnig, verdichtet sich nicht selten bedeutend. Ein sehr dichter bis aphanitischer Diorit bildet die Hauptmasse eines Ganges auf der Menčitzer Seite und beansprucht eine gewisse Selbstständigkeit. Es mögen daher die drei Abarten: 1. Dioritporphyrit, 2. körniger Diorit und 3. dichter Diorit, welche insgesammt Anorthitgesteine sind, einzeln beschrieben werden.

Die Grundmasse des frischen Dioritporphyrites ist von dunkelgrüngrauer Farbe und bedingt die Färbung des ganzen Gesteines. Sie erscheint dem blossen Auge homogen und etwas splitterig, oder auch sehr feinkörnig. In ihr liegen kleinere oder grössere Einsprenglinge eingebettet, unter denen Amphibol gegen den mattweissen oder grünlichen, eigenartig glänzenden, in tafelförmigen Krystallen, von oft 8—10 Millimeter Länge und 6—8 Millimeter Breite, auftretenden Anorthit zurücktritt. Hier und da machen sich eingesprengte Pyritkörnchen durch ihren Glanz kenntlich. Unter dem Mikroskop löst sich die Grundmasse in ein holokrystallines Gemenge von grösstentheils wasserhellem Anorthit, grüner oder auch brauner Hornblende, Magnetit, spärlichem Biotit und mehr Pyrit auf. Der vorwaltende Gemengtheil ist durchsichtiger Amphibol von zumeist schöner grasgrüner Farbe. Kaum ein Krystall ist ausgeprägt, wenigstens an breiten Prismen ist die terminale Endigung nie zu erkennen, vielmehr erscheinen sie ausgefranzt und in Stengel und Nadeln aufgelöst. Oefters sind mehrere Krystalle regellos durch- und übereinandergeworfen, oder bilden schilfig büschelige Aggregate. Nicht alle Hornblende ist grün, sondern auch braun durchsichtige kommt nicht gerade selten vor, oft zwischen drei oder mehrere grüne Amphiboldurchschnitte so eingelagert, dass diese einen Rahmen um jene bilden. Der Pleochroismus beider Abarten ist kräftig. Zwillingsbildung nach (100) ist verhältnissmässig selten. Charakteristisch, nicht nur für diesen, sondern für sämmtliche Diorite von Klokočná ist die Terminalzerfaserung der breiteren Hornblendeprismen. Die Nadeln hängen meist mit der manchmal nur noch einen unregelmässigen Fetzen bildenden ursprünglichen Krystallmasse zusammen, viele sind jedoch auch losgelöst und erscheinen als selbstständige, subtile, blassgrüne Individuen im Feldspath eingelagert. Einige sind von gedrungener Gestalt, andere dagegen bilden lange sehr dünne Nadeln, von welchen hier und da eine auch krummgebogen zu sein pflegt. Die Auslöschungsschiefe dieser Nadeln ist zum Theil viel grösser als namentlich die der braunen Hornblende. In dieser sind Interpositionen bis auf Magnetit selten.

Der zweite Hauptgemengtheil, der Anorthit, tritt gegen den Amphibol etwas zurück. In der Grundmasse ist er zumeist allotriomorph und scheinbar nicht individualisirt, aber auch idiomorph, gewöhnlich breit leistenförmig. Im polarisirten Lichte erweisen sich die meisten Krystalle als Verwachsungen von mehr als zwei Individuen. Die farbige Streifung ist sehr lebhaft. Der Erhaltungszustand der kleinen Feld-

spathkrystalle ist ein sehr guter. Sie sind, wie schon erwähnt, meistentheils vollkommen wasserhell, nur hier und da macht sich eine Trübung bemerkbar. Einzelne sind von Hornblendenadeln durchspickt, zu welchen sich sehr selten kurze Stengeln eines stark lichtbrechenden Minerales von gelblicher Farbe zugesellen, welches ich für Epidot halte. Immer ist in grösseren Körnchen oder auch Anhäufungen Pyrit und in unregelmässigen Gruppen und auch lose eingestreuten Krystallen Magnetit vorhanden, welch letzterer nicht selten in die Hornblende eingelagert erscheint. Biotit ist in unregelmässigen Lappen von rothbrauner Farbe nur sehr spärlich vorhanden. Apatit lässt sich nicht mit Bestimmtheit nachweisen.

Aus dem Gemenge dieser Bestandtheile treten grosse Amphibole und Anorthite hervor. Diese dem blossen Auge als der übrigen Masse eingeknetet erscheinenden Einsprenglinge erweisen sich unter dem Mikroskop als mit derselben unlösbar verbunden, als gleichwerthig mit den sonstigen Mineralelementen. Die Anorthite sind gewöhnlich nicht scharf umgrenzt, sondern haben verschwommene, durch übergreifende und sich einlagernde Amphibolpartikeln verdeckte Umrisse. Sie sind im Gegensatz zu den kleinen Krystallen zumeist schon getrübt und zeigen in Folge dessen im polarisirten Lichte die sehr lebhafte farbige Riefung nur stellenweise. Die Zwillingslamellirung ist zumeist sehr fein. Bemerkenswerth ist die häufig vorkommende Zonenstructur, derzufolge einige Krystalle geradezu wie aus Schalen von verschiedener optischer Orientirung zusammengesetzt erscheinen. Die meisten dieser grossen Anorthitkrystalle sind für das freie Auge grünlich gefärbt, was zum Theil durch die Einlagerung der Hornblendenadeln zu erklären ist, zum Theil aber auch der Trübung durch die kaolinische und wohl auch chloritische Substanz zuzuschreiben ist.

Der körnige Anorthitdiorit, welcher die deutlich porphyrartige Textur vermissen lässt, entspricht in seiner mineralischen Zusammensetzung ziemlich vollkommen dem eben beschriebenen porphyrartigen Gestein, nur dass die Grösse der einzelnen hervortretenden Gemengtheile 2 Millimeter nicht übersteigt. Helmhacker[1]) hat eine Beschreibung seines „Corsits" geliefert, die in Einzelnheiten nach meiner obigen Darlegung der Eigenschaften des Porphyrites vervollständigt werden muss, sonst aber auf diese Dioritvarietät passt.

Die dritte Abart, welche in der Ausbildung das gerade Gegentheil von der erstgenannten, als Dioritporphyrit bezeichneten, bildet, ist, wenn nicht aphanitisch, so doch immer dicht, mit nur verhältnissmässig spärlich ausgeschiedenen grösseren Krystallen, welche jedoch beinahe nur Amphibol sind. Dies verursacht zum Theil auch das dichte Aussehen des dunkelgrünen Gesteines, weil sich die spärlichen Hornblendeeinsprenglinge von der gleichfarbigen übrigen Masse nicht abheben. Unter dem Mikroskop ist ausser einer Verfeinerung und Verkleinerung sämmtlicher Gemengtheile kein besonderer Unterschied zwischen dieser und den anderen beiden Dioritabarten zu ersehen. Amphibol, Anorthit und Magnetit bilden die Hauptgemengtheile, Pyrit und namentlich Biotit sind sparsam vertreten.

[1]) Erläuterungen etc., l. c., Anhang, pag. 226—230.

Was den Vorgang der Gesteinsbildung anbelangt, so machte die Auskrystallisirung von Erzen und Biotit den Anfang, auf sie folgte Hornblende und zuletzt, aber zum Theil noch mit dieser gleichzeitig bildete sich der Plagioklas.[1])

Im porphyrartigen Diorit halten sich Anorthit und Amphibol ziemlich das Gleichgewicht, im mittelkörnigen gewinnt Hornblende die Oberhand und in der dichten Varietät macht sie 70—80 Procent der ganzen Masse aus.

Durch die drei beschriebenen Structurformen des Diorites von Klokočná sollen nur die Extreme gekennzeichnet worden sein. Es ist schon gesagt worden, dass zwischen denselben allmälige Uebergänge stattfinden.

7. Die Contactzone.

Die Grenze zwischen dem Schiefer- und dem Granitgebirge verläuft im Gebiete unserer Karte im N. (am Rande) bei Střebohostitz beginnend in einem Bogen in südwestlicher Richtung gegen Březí, von dort im Allgemeinen südlich an Straschin vorbei, zwischen dem Říčaner Jägerhause und dem Hegerhause „Vojkov“ über die Schwarz-Kosteletzer Strasse bis nahe zum Dorfe Tehov, wo sie sich in einer Ausbuchtung gegen Osten wendet und knapp am Dorfe Klokočná vorbei den südlichen Rand des Kärtchens erreicht.

Längs derselben zeigt das sedimentäre, wie das massige Gestein auffallende Veränderungen, die einzeln besprochen werden müssen. Im Allgemeinen mag nur vorausgeschickt werden, dass, wiewohl in anderen Contactgebieten den einzelnen Erscheinungen analoge Phänomene beobachtet worden sind, doch keine der bis jezt beschriebenen anderweitigen Contactzonen mit der unserigen in allen wesentlichen Stücken übereinstimmt. Sehr zu bedauern ist, dass gerade in unserem Contactgebiete ein grosser Mangel an Entblössungen herrscht, so dass namentlich die directe Berührung von Massen- und Schichtgestein nur an sehr wenigen Stellen sichtbar ist. Immerhin vermag man den Gang der Metamorphose beiderseits ziemlich genau bis in Einzelheiten zu verfolgen. Der Schiefer zeigt mit zunehmender Annäherung an den Granit eine immer deutlichere Umbildung in's Krystallinische und Massige, der Granitit dagegen je näher zur Grenze eine desto unzweideutigere Neigung zu porphyrischer Ausbildung.

a) Umwandlungserscheinungen am Schiefer.

Geht man von Říčan aus in östlicher Richtung gegen die Granitgrenze zu, so stösst man in einer Entfernung von anderthalb bis zwei Kilometer von der Stadt überall, wo Aufschlüsse bestehen, auf schwarzen Schiefer, der dem Auge sofort auffällt. Versucht man dann die Grenze zwischen diesen schwarzen und den gewöhnlichen grüngrauen Urthonschiefern ausfindig zu machen, so überzeugt man sich, dass eine scharfe Grenze zwischen beiden nicht besteht, weil schwarze Schiefer in einzelnen Streifen schon längst vordem in den normalen Urthonschiefern eingelagert zu sein pflegen, ehe sie allgemein werden.

[1]) Nach dem Verhalten gegen Salzsäure zu urtheilen, scheint manchmal neben Anorthit sehr spärlich auch Oligoklas vertreten zu sein.

Die schwarzen Schiefer finden sich überall der ganzen Granitgrenze entlang vor und sind identisch mit den von Krejčí und Helmhacker auf ihrer Karte zum Silur einbezogenen und als Dd 1 bezeichneten dunklen Schiefern. Diese Parallelisirung ist falsch, denn wir haben es hier mit nichts anderem als mit durch Contactmetamorphose geschwärztem Urthonschiefer zu thun.

Hiefür spricht nicht nur die allgemeine Ausbildung und die mit dem normalen Urthonschiefer übereinstimmende Structur, nicht nur die genau gleichen Lagerungsverhältnisse, sondern auch der directe petrographische Befund. Proben des geschwärzten und des nahebei anstehenden normalen grünlichen Urthonschiefers stimmen vollkommen überein, nur dass in jenem ersteren Magnetit und schwarze Kohlenpartikeln sehr vorwalten, dagegen der chloritische Bestandtheil vollkommen zurücktritt. Eine Beschreibung des mikroskopischen Habitus des geschwärzten Schiefers würde somit wesentlich mit der oben gegebenen eingehenden Schilderung des normalen Schiefers übereinstimmen und kann daher unterbleiben. Diese bedeutende Aehnlichkeit gilt aber nur zunächst. Weiter gegen die Granitgrenze zu werden an dem geschwärzten Schiefer Eigenthümlichkeiten auffallend, welche das normale Gestein nicht besitzt. Vor Allem werden sie compacter und bedeutend härter, sowie transversal dünn spaltbar und auf den Spaltflächen gerieft oder fein wellig, oft auch mit einer Andeutung von grüner und schwarzer Streifung versehen. Die mikroskopische Untersuchung verräth eine scheinbare Zunahme von Quarz und das Sicheinstellen winziger Glimmerleistchen. Neben der blätterigen Spaltbarkeit und der Riefung der Flächen wird eine bedeutende mechanische Einwirkung auch durch das häufige Auftreten feiner Sprünge und Klüfte erwiesen. Diese sind alle mehr oder weniger parallel, und zwar verlaufen sie vorwaltend in beinahe senkrechter Richtung auf die Schieferflächen, mit welchen ein zweites weniger ausgeprägtes Kluftsystem zusammenfällt. Sie sind anfänglich nicht gerade zahlreich, etwa $^1/_2$ Millimeter breit, werden aber je näher zum Granit desto zahlreicher und auch feiner, so dass im Dünnschliff bei 10—20facher Vergrösserung nicht selten ein ganzes Gitter von Spalten im Sehfeld erscheint (Taf IV, Fig. 1). Alle diese feinen Klüfte durchsetzen das Gestein durch und durch und sind mit Quarzmasse ausgefüllt, in welcher oft Glimmerpartikeln und opake Stäubchen liegen. Je näher an den Granit heran, desto mehr tritt lichter und dunkler Glimmer in der Schieferzusammensetzung in den Vordergrund und wird besonders am Querbruche der Spaltungsstücke in Schüppchen sichtbar.

Diese geschwärzten und verhärteten Schiefer sind das verbreitetste Contactgestein und überall der Granitgrenze entlang in gewisser Entfernung von derselben anzutreffen. So namentlich in der Richtung gegen Straschin beim Aufstieg auf den „Holý vrch“, nördlich von der Strasse gegen Březí und bei diesem Dorf selbst, hier überall nur bis etliche hundert Schritt, durchschnittlich beiläufig 600 Meter, von der Granitgrenze verfolgbar. Anders gestalten sich die Verhältnisse südlich von der Schwarz-Kosteletzer Strasse, besonders südöstlich von Říčan. Hier scheint es, als ob die Schwärzung des Urthonschiefers nicht von der Granitnähe abhängig wäre, weil die geschwärzten Schiefer nicht nur nicht parallel zur Grenze verlaufen, sondern in gerade entgegengesetzter

Richtung ausbuchten. Allerdings herrscht in dieser Gegend eine grössere Unregelmässigkeit der Ausbildung als im Norden, so dass Lagen von unverändertem Urthonschiefer wiederholt mit solchen von geschwärztem Schiefer abwechseln. Aber es ist doch nicht zu verkennen, dass sich die geschwärzten Schiefer ziemlich zusammenhängend bis gegen Swětitz und Scheschowitz, ja sogar über die Bahn hinaus gegen Wotitz verbreiten. Durch die in unserem Kärtchen dem geschwärzten Schiefer gegebene Begrenzung soll seine Verbreitung nur allgemein angedeutet sein. Besonders im südlichen Theil des Gebietes sind auch ausserhalb der eingezeichneten Ausbreitung schwarze Schiefer stellenweise anzutreffen. Es hängt diese Verbreitung damit zusammen, dass in der Ausbuchtung Granit dem südlichen Kartenrande nahe kommt.

Die Contactmetamorphose des Urthonschiefers beschränkt sich aber nicht auf die Schwärzung, sondern schreitet weiter vor, wobei man zwei Richtungen wohl auseinander halten kann, eine, deren Endergebniss Hornfels ist und die zweite, die zur Bildung eines Chiastolithschiefers führt.

Die erstere ist die allgemeine. Ihre Stadien sind nur sehr lückenhaft zu beobachten, ja zum Theil in der That nur stellenweise entwickelt. Ein reichlicheres Auftreten von Glimmer, namentlich Biotit, dürfte im geschwärzten Schiefer je näher zur Granitgrenze, desto auffallender allgemein nachzuweisen sein, nicht so die Entwicklung von Fruchtschiefer, der nur an zwei Stellen im Gebiete des Kärtchens deutlich ersichtlich ist, und zwar unter ganz verschiedenen Umständen, einmal knapp an der Granitgrenze nordnordöstlich von Březí (nordöstlich von Říčan), das zweitemal an 2000 Meter vom Granit entfernt in einem Zuge zwischen Tehov und Swětitz (südsüdöstlich von Říčan). Die beiderlei Fruchtschiefer repräsentiren sich auf den betreffenden Fundstellen in analoger Weise als unregelmässige Lager im geschwärzten Schiefer, in den sie allmälig überzugehen scheinen. Zu Tage treten sie nur an einigen entblössten Stellen auf Wegen, Rainen, in Rinnen u. s. w., doch sind sie leicht erkenntlich, weil sie gewöhnlich über den umgebenden schwarzen Schiefer hervorragen. Beiderlei Fruchtschiefer sind sich auch petrographisch sehr ähnlich, so dass eine Beschreibung, welche sich speciell auf das Swětitzer Vorkommen bezieht, genügt.

Der Fruchtschiefer ist sehr uneben schieferig und schlecht spaltbar, auf der verwitterten Oberfläche schmutzigrostbraun, in unverwittertem Zustande aber dunkelgraubraun, immer sehr glimmerreich und daher schimmernd. Auf der angewitterten Oberfläche treten hellrostbraune, zuweilen auch weissliche, weizenkorngrosse Flecke deutlich hervor und machen die Textur des Gesteines ersichtlich. Man kann dieselbe auf dem Querbruche oder am frischen Schiefer ebenfalls gut beobachten, nur dass sie sich anders darstellt. Während im ersten Fall die Kornausscheidungen sich licht von dunklem Felde abheben, erscheinen sie hier dunkelgrau, beinahe schwarz, in schimmernder graubrauner Grundmasse. Mit der Lupe vermag man leicht zu erkennen, dass diese schwarzen, weizenkornähnlichen Gebilde viel compacter sind als die umgebende, übrigens auch dichte und glimmerreiche Masse. Fertigt man aus dem frischen Gestein ein dünnes Blättchen, so gewahrt man

abermals eine Farbenwandlung, indem die ursprünglich graue und schwarzgefleckte Platte, je dünner sie wird, immer mehr in's Braune übergeht, dann zuerst die weizenkornförmigen Gebilde in lichtgrauer Farbe sich vom braunen Grunde abheben und schliesslich als helle durchsichtige Partien in braungelber Umgebung erscheinen. Während also im ursprünglichen Gestein schwärzliche getreidekornähnliche Formen in grauer Grundmasse liegen, erscheinen dieselben im Dünnschliff licht, ja wasserhell in rostigbrauner Grundmasse.

Unter dem Mikroskop sieht man, dass die kornähnlichen Gebilde weder wirkliche Concretionen, noch einheitlich individualisirte Körper sind, sondern aus denselben Gemengtheilen bestehen, wie das übrige Gestein, nur in total verschiedenem Mengenverhältniss. Die Hauptbestandtheile sind hier wie dort ein farbloses Mineral, Biotit und etwas Magnetit und kohlige Substanz (Anthracit). Das wasserhelle farblose Mineral, über dessen Natur ich nicht ganz im Klaren bin, scheint nach den Erscheinungen im polarisirten Lichte zu urtheilen, vorwaltend Quarz und theilweise Skapolith (?), wofür es Helmhacker hielt, zu sein. Daneben tritt sehr reichlich Glimmer auf, und zwar beinahe nur Biotit. Muscovit ist nur stellenweise reichlicher vorhanden, sonst immer untergeordnet. Er bildet unregelmässige, undeutlich längsgestreifte, an den Enden ausgezackte Leisten, während Biotit zumeist in rundlichen Schuppen mit angedeuteter hexagonaler Krystallform, oder auch in verschieden gestalteten Fetzen erscheint. Der Muskovit ist ziemlich gut durchsichtig, hellgrau, der Biotit gelb bis dunkelbraun. Ganz selten kommen auch kleine grünliche Schüppchen chloritischer Natur und hellrothe Hämatitblättchen vor. Viel häufiger sind schwarze, opake Körperchen, die jenen im normalen und besonders im geschwärzten Urthonschiefer vollkommen entsprechen, nur dass sie hier nicht so fein zerstäubt, sondern in grösseren Körnern angehäuft sind. Zum Theil sind sie Magnetit, zum Theil Kohle (Anthracit) (Taf. III, Fig. 3).

Das gegenseitige Mengenverhältniss des farblosen Minerales und des Biotits bewirkt die Weizenkorntextur des Gesteines. Denn die Korngebilde sind nichts anderes als beinahe biotitfreie, allerdings auffallend regelmässige Partien, während die Grundmasse ihre braune Farbe nur dem sehr reichlich vertretenen dunklen Glimmer verdankt. Zwischen jenen biotitarmen und diesen biotitreichen Partien besteht jedoch keine sonderlich scharfe Grenze, sondern die grösseren oder angehäuften Biotitschuppen bilden einen dunklen Kranz, welcher den lichten Kern einschliesst. Dieser besteht, wie die ganze Schiefermasse, aus hellen Mineralkörnchen, die vorwaltend Quarz sind, aus Biotit, hier zumeist in feinen, winzigen Blättchen entwickelt, aus Magnetit und etwas Kohle.[1])

Der Fruchtschiefer von Březí ist dem eben beschriebenen sehr ähnlich, nur pflegen die getreidekornähnlichen Knoten etwas kleiner

[1]) Es ist sehr möglich, dass der hier beschriebene Fruchtschiefer identisch ist mit dem als Couseranitschiefer von Swětitz in den Erläuterungen etc. (l. c. Anhang, pag. 230—232) von Helmhacker bekannt gemachten Gestein. Die obige Beschreibung weicht zwar von der Helmhacker'schen erheblich ab, was jedoch vielleicht durch den verschiedenen Erhaltungsgrad der Proben erklärt werden könnte. Sonst decken sich alle Angaben Helmhacker's mit meinen Beobachtungen ziemlich genau.

und lichter zu sein. Die allgemeine Färbung ist auch mehr variabel als bei jenem, hält sich aber bei dem frischen Gestein in grauen Tönen. Die mikroskopische Beschaffenheit ist dieselbe.

Dem Fruchtschiefer entspricht wohl eine metamorphosirte Schieferfacies, die im geschwärzten Phyllit an einigen Orten unseres Gebietes vorkommt, wie z. B. links vom Wege von Straschin nach Patzdorf, etwa $^{1}/_{2}$ Kilometer von jener Ortschaft entfernt, dann nach losen Stücken zu urtheilen, stellenweise im Říčaner Walde. Ich will sie als Quarzschiefer bezeichnen. Das Gestein ist grünlichgrau, hart, quarzreich, sehr glimmerarm, ebenso uneben schieferig wie der Fruchtschiefer, gar nicht spaltbar, und wenn man sich so ausdrücken darf, einen Ansatz zur Knotenbildung zeigend. Es tritt nur untergeordnet und wenig auffallend im Contacthofe auf und kann füglich dem Fruchtschiefer angeschlossen werden. Eine selbstständige Stellung in der Reihe der metamorphosirten Schiefer dürfte es nicht beanspruchen können.

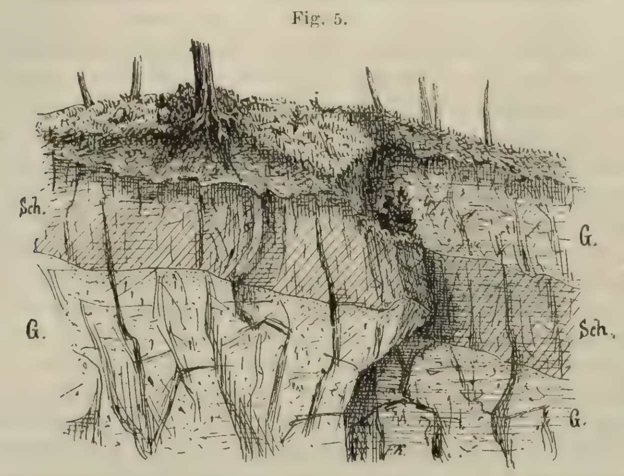
Ganz nahe an der Granitgrenze, nämlich in einer wechselnden Entfernung von 1—3 Decimeter bis zu ebensoviel Meter, trifft man auf entblössten Stellen auf ein glimmerschieferartiges Umwandlungsgestein von lichtgrauer, hier und da etwas rostiger Farbe. So z. B. im Straschiner Steinbruch, wo dieses Metamorphosirungsproduct anstehend vorkommt und etwa 200 Schritt nördlicher, wo es schon bedeutend verdeckt, aber immer noch kenntlich ist. Sonst habe ich es im ganzen Contacthofe nirgends anstehend gefunden, was leicht dadurch zu erklären ist, dass der unmittelbare Contact des geschichteten und massigen Gesteines, ausser bei Straschin, sonst nirgends gut entblösst ist.

Dieses glimmerschieferartige, aber keineswegs deutlich schieferige Umwandlungsproduct erweist sich dem blossen Auge als bestehend aus einer lichtgrauen, dichten, rauhen Grundmasse, die zahlreiche kleine schwarze Fleckchen dunkler erscheinen lassen und von welcher sich schimmernde Glimmerblättchen hell abheben. In Dünnschliffen unter dem Mikroskop erkennt man, dass das Gestein aus ziemlich scharf begrenztem Quarz mit verhältnissmässig zahlreichen Flüssigkeitseinschlüssen, viel Biotit und sehr viel opaker Substanz zusammengesetzt ist. Der Quarz ist wasserhell und enthält gelegentlich alle übrigen Gesteinsgemengtheile in sich eingeschlossen. Biotit erscheint in gelblich- bis dunkelbraunen Schüppchen von theilweise hexagonaler Form. Neben ihm macht sich nur stellenweise Muscovit in schmalen Leistchen bemerkbar, während er makroskopisch mehr vertreten zu sein scheint, weil auch gebleichter Biotit leicht für Muscovit angesehen wird. Merkwürdig ist das sehr reichliche aber unregelmässige Auftreten der opaken Substanz, die zum Theil Magnetit, zum grösseren Theil aber Kohle (Anthracit) ist. Sie durchdringt das Gestein durch und durch, häuft sich aber stellenweise so sehr an, dass sie die übrigen Gemengtheile, ausser Quarz, ganz verdeckt. Dabei nehmen die Anhäufungen nicht selten ziemlich regelmässige Formen an und bilden bald Schlieren, bald rundliche Ausscheidungen, diese letzteren manchmal um vereinzelte Quarzkörner herum (Taf. III, Fig. 4).

Ueber dieses glimmerschieferartige Product schreitet die Metamorphose noch weiter vor zur Hornfelsbildung. Die directe

Berührung des Granites mit dem Schiefer lässt sich zwar, wie erwähnt, im Gebiete unseres Kärtchens nur an einer Stelle beobachten, nämlich im Straschiner Steinbruch, NO. von Řičan, linksab von der Prag-Schwarz-

Fig. 5.



Mittlerer Theil des Straschiner Steinbruches.
Urschiefer *Sch* in Granit *G* eingeschlossen.

Kosteletzer Strasse, vom Hegerhause Vojkov etwa 1 Kilometer gegen NW. entfernt. Doch dort ist der Contact auf eine Strecke von beiläufig 15 Metern erschlossen, so dass über die Erscheinungen an der Berührungsfläche hinreichend Aufschluss gewonnen werden kann. Und nicht nur dies, sondern am selbigen Orte sieht man auch deutlich, dass der G r a n i t j ü n g e r i s t a l s d e r U r t h o n s c h i e f e r, weil dieser von jenem gehoben und theilweise in den Granit eingeschlossen wurde. Aus diesem Grunde ist der Straschiner Steinbruch — abgesehen davon, dass auch die Contacterscheinungen am Granit hier am besten ersichtlich sind — unbedingt zu den geologisch interessantesten Punkten in der Umgebung von Řičan zu zählen.

Fig. 6.
Roketnitzer Bach (Verwerfung)



Profil durch den Straschiner Steinbruch.
1. Granitit, 2. Metamorph. Urthonschiefer.

In der Fortsetzung über Patzdorf und Radeschowitz lässt sich die allgemeine Lagerung des Urthonschiefers bestimmen. Er streicht in nordöstlicher Richtung und fällt flach gegen Südost, also unter den Granitit. Im Straschiner Steinbruch nun sieht man an der beinahe senkrecht abgesprengten Wand, die, so wie sie ist bestehen bleiben dürfte, weil durch weitere Untergrabungen der Waldbestand auf der Höhe gefährdet werden könnte, dass ein Schieferausbiss von beiläufig 2 Meter Mächtigkeit in den Granit eingelagert ist. Dieser Schiefer ist zum grossen Theil in Hornfels umgewandelt, v o l l k o m m e n m a s s i g, ohne

jedwede Spur der ursprünglichen Schichtung. Trotzdem ist die Grenze zwischen beiden Gesteinen äusserst scharf und nirgends besteht auch nur die leiseste Andeutung von einem Uebergang des einen in das andere. Beide sind durch eine scharfe Linie von einander getrennt, so dass man sich Handstücke schlagen kann, die zur Hälfte aus Granitit, zur anderen Hälfte aus metamorphosirtem Schiefer, resp. Hornfels bestehen. Die scharfe, gewöhnlich durch eine 3 Millimeter mächtige Lage krystallinischen Quarzes auffallend gekennzeichnete Begrenzung gilt allerdings nur für die Hauptmasse des Schiefers. Denn losgerissene Stückchen und Brocken desselben sind in den Granit hier und da eingeknetet und ebenfalls in Hornfels verwandelt. Dieselben sind wohl stets deutlich, aber doch nicht immer genau so scharf gegen den Granit abgegrenzt wie die zusammenhängende Hornsteinmasse. Auffallend ist in diesen eingelagerten Schieferbrocken öfters eine Anordnung grösserer Biotitschuppen in parallele Bänderchen.

Fig. 7.



Handstück von der Grenze zwischen Urthonschiefer und Granitit. In diesem (oben) ein Stück Schiefer eingeschlossen. (Verkleinert.)

Der Hornfels ist von lichtgrauer Farbe und erscheint besonders unter der Lupe wie gesprenkelt, da glänzende Biotitschüppchen und mattere Fleckchen sich von der Grundmasse deutlich abheben. Andere Bestandtheile sind makroskopisch nicht bestimmbar. In Dünnschliffen unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Zusammensetzung des Hornfelses überhaupt eine höchst einfache ist, da derselbe eigentlich nur aus wasserhellem, ziemlich häufig Flüssigkeitseinschlüsse und andere Interpositionen enthaltendem Quarz und aus hell- bis dunkelbraunem Biotit besteht. Die Schuppen dieses Minerales zeigen zumeist rundliche Formen und schmiegen sich derart an den Quarz an, dass dessen Umrisse nie scharf bestimmt werden können. Im polarisirten Lichte kann man sich überzeugen, dass die Quarzkörner grösstentheils einheitliche Individuen, oft mit randlicher Undulationsauslöschung sind. Impellucide kohlige Körperchen und Magnetit erscheinen nur spärlich, ebenso selten Muscovit (Taf. III, Fig. 5).

Während dieser Hornfels bei Straschin die höchste Stufe der Umbildung des Schiefers vorstellt, gestaltet sich der Metamorphosirungsgang bei den Schiefern um Tehov herum anders.

Es ist oben des Näheren geschildert worden, dass das Liegende des Quarzites auf dem Tehov-Wschestarer Berge schwarzgraue, zunächst in grosse Platten zerlegbare, aber tiefer dünner spaltbare und reichlich zerklüftete Schiefer bilden. Diese letzteren lassen sich mit jenen ersteren nicht zusammenfassen, vielmehr schliessen sich die übrigens nicht mächtigen Plattenschiefer an den Quarzit untrennbar an, wogegen die tiefer auftretenden und den ganzen Tehov-Wschestarer Höhenrücken und noch einen ansehnlichen Umkreis um denselben zusammen-

setzenden schwarzblauen, stellenweise eigenthümlich transversal geschieferten Schichten eine Stufe von einer gewissen Selbstständigkeit bilden, wie die local entschieden abweichende Lagerung gegen die aufliegenden grobplattigen Schiefer darthut.

Es ist oben auch erwähnt worden, dass Krejčí und Helmhacker diese Schiefer als silurisch erklärten, wobei sie den von Tehov und Wschestar nördlich gelegenen Theil, mit den geschwärzten Schiefern zusammengezogen, als Dd 1 bezeichneten, hieran südlich einen Streifen d 3 anreihten und noch südlicher die ganze Schiefererstreckung bis zur Granitgrenze bei Klokočná für d 4 (im Sinne Barrande's) erklärten, indem sie sich auf Chondritenfunde in diesen Schichten beriefen. [1])

Dieses Vorgehen kann nicht anders als willkürlich bezeichnet werden, da es augenscheinlich Barrande's Schichteneintheilung um jeden Preis auch dort durchführt, wo gar keine Anhaltspunkte für dieselbe vorhanden sind. Besonders gilt dies von der Stufe d 3, über deren unbedingt nothwendige Ausscheidung aus der Reihe der eine gewisse Selbstständigkeit beanspruchenden Silurstufen ich mich anderorts weitläufiger aussprechen werde. Was nun die angebliche Stufe Dd 4 betrifft, so habe ich oben schon bemerkt, dass ich in ihrem Bereiche keinerlei Versteinerungen finden konnte. Aber abgesehen davon ist der paläontologische Werth einer undeutlichen Chondrites doch wohl ein viel zu geringer, als dass er die geologische Stellung irgend einer Schichtengruppe bestimmen könnte.

Uebrigens ist das d 4, welches Krejčí und Helmhacker in ihrer Karte um Menčitz und Klokočná herum gezeichnet haben, in Wirklichkeit nirgends zu finden, sondern von Tehov gegen Süd bis nahe an Menčitz heran, ebenso gegen Südost weiter als über ein Drittel des Weges nach Klokočná sind die Oberflächenschiefer von unverkennbar gleichmässiger Beschaffenheit mit jenen schwarzblauen des Tehover Berges. Näher zum Dorfe Klokočná und über Menčitz gegen Süden hinaus erscheinen wieder nur geschwärzte Schiefer, zum Theil ähnlich denen vom „Holý vrch“, NO. von Říčan, zum Theil freilich auch mehr oder weniger verschieden, aber nicht viel mehr, als es im Bereiche der geschwärzten Schiefer auch sonst überall zu sein pflegt. Die Untrennbarkeit von dem allgemein herrschenden Urthonschiefer ist auch durch mehrere Eigenthümlichkeiten, wie z. B. die Striemung und feine Fältelung auf den Schichtflächen und besonders durch einzelne, inmitten der geschwärzten Schiefer viel weniger metamorphosirte Lagen erwiesen.

Demnach können keinesfalls mehr als die Quarzit- und eine, diese unterteufende Schieferstufe bei Tehov als silurisch angesprochen werden. Nach den Lagerungsverhältnissen zu urtheilen, wäre diese eine Schieferstufe — nämlich die mehrerwähnten schwarzblauen Schiefer — zu Barrande's Bande d 1 zu stellen, da eine Ueberlagerung des Quarzites durch dieselbe nirgends stattfindet und auch eine umgekippte Lagerung nicht angenommen werden kann. Besteht zwischen diesen Schieferschichten und der ihr

[1]) Vergl. auch J. Krejčí und Karl Feistmantel, Uebersicht des silurischen Gebietes im mittleren Böhmen. Archiv etc. 1885, V, 5, Prag, pag. 48—49.

Hangendes bildenden Quarzitstufe eine kleine Discordanz, so tritt eine solche sehr deutlich zwischen ihnen und dem geschwärzten Urthonschiefer im Liegenden hervor. Man braucht nur das Fallen der schwarzbläulichen Schiefer im Hohlweg bei der Tehover Kirche mit demjenigen der geschwärzten Schiefer bei Swětitz oder zwischen Straschin und Patzdorf zu vergleichen, um sich hievon zu überzeugen. Die schwarzblauen Schiefer von Tehov liegen dem Urthonschiefer discordant auf und sind somit jünger als derselbe. Dass sich an ihnen andere Metamorphosirungserscheinungen als am Urthonschiefer bemerkbar machen, dürfte somit am ungezwungensten aus der schon ursprünglich abweichenden petrographischen Beschaffenheit zu erklären sein.

Der Schiefer ist im ganzen Verbreitungsbezirke überall ziemlich derselbe; nur die genaue Beobachtung und namentlich die mikroskopische Untersuchung lässt gewisse unbedeutende Unterschiede erkennen. In dem vom Granit entfernteren Theile der Ablagerung erscheint der bläulichschwarze, matt seidenglänzende, etwas erdige Schiefer auf den Spaltflächen besonders bei schief auffallendem Licht knotig, ja bisweilen fein roggenartig entwickelt, welches Phänomen je näher an den Granit desto weniger deutlich wird. Dafür erscheint in den der Granitnähe entnommenen Proben häufiger als an entfernteren Stellen ein chiastolithähnliches Mineral, welches makroskopisch höchstens als glitzernde Pünktchen wahrgenommen werden kann, aber im Dünnschliff unter dem Mikroskop aus der schwarzen kohligen Grundmasse sehr schön hervortritt.

Die Hauptmasse besteht aus einem hellen, nicht genauer bestimmten Mineral, Magnetit, etwas Biotit, einem limonitartigen Färbemittel, welches nur in geglühten Blättchen deutlich ersichtlich wird und sehr viel opaker Substanz kohliger Natur (Graphit), die Farbe und Aussehen des Ganzen bedingt. In dieser Grundmasse liegen die Pseudochiastolithe in Prismen-, Längs- und Querschnitten eingebettet. Diese Krystallkörper sind alle scharf gegen die Schiefergrundmasse begrenzt, was nicht zum geringsten Theil durch ein gewisses Zusammendrängen der opaken Gemengtheile an den Umrandungsflächen verursacht wird. Zu der Hauptaxe senkrechte Schnitte zeigen eine dunkles Kreuz, jedoch ohne quadratische Mitte und ohne sonderlich scharfe Begrenzung. Die Kreuzarme verlaufen von der Mitte aus gegen die Kanten zu, werden dabei allmälig schwächer und erreichen oft gar nicht den Rand. An den Kanten ist nur selten die Andeutung einer Marginalausfüllung vorhanden. Diese, sowie das Kreuz, bestehen aus denselben Gemengtheilen wie die Schiefergrundmasse selbst, nämlich aus vorwaltend kohliger Substanz und Magnetit. Die Kreuzmasse geht allmälig in die helle Pseudochiastolithmasse über. Die scheinbaren Chiastolithkrystalle sind nämlich keine einheitlichen Individuen, sondern erweisen sich im polarisirten Lichte als körnelige Aggregate, die in keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols dunkel werden oder die Farbe merklich ändern. Auf Grund dieses Verhaltens machte mich Herr Prof. K. Vrba in freundlichster Weise darauf aufmerksam, dass hier wohl eine Pseudomorphosenbildung nach Chiastolith vorliege. In der That zeigen die

vier Sectoren zwischen den Kreuzarmen weder den Pleochroismus, noch die optische Orientirung des Andalusites und an Chiastolith erinnert nur die Form der Krystalle. Weil sich jedoch auch gewisse Bildungen vorfinden, die von der übrigen Grundmasse zwar nicht scharf geschieden sind, aber immerhin eine Tendenz zur Prismengestalt, respective zu quadratischen Figuren zeigen, so könnte vielleicht auch angenommen werden, dass die Chiastolithkrystalle eigentlich erst im Entstehen begriffen sind. Hiernach dürfte die Bezeichnung des Schiefers von Tehov als Pseudochiastolithschiefer erklärlich und begründet erscheinen (Taf. IV, Fig. 2).

An diesem Schiefer habe ich eine merkwürdige Eigenschaft entdeckt. Schon bei gelindem Glühen zerberstet er nämlich, wobei er unter ziemlich heftiger Detonation in dünne, der Spaltbarkeit entsprechende Lamellen auseinanderspringt, oder wobei auch einzelne Theile gewissermassen aus dem inneren Gefüge des Schiefers herausgerissen werden. In diesem Falle zeigt die verbliebene, nicht zersprengte Schiefermasse flach trichterförmig unregelmässige Vertiefungen, von deren Grund aus die zersprengende Kraft allenfalls gewirkt hat. Worin sie besteht, ist nicht genau zu ermitteln. Der Schiefer verliert bei 120 Grad getrocknet kaum 2 Procent an Gewicht. Der Gewichtsverlust des geglühten Schiefers ist ein variabler, je nach Dauer und Stärke des Glühens (zwischen 3 und 5 Procent). Es ist möglich, dass die Explosionen durch das rasche Verdampfen des mechanisch suspendirten Wassers oder auch durch die Ausdehnung von in Hohlräumen eingeschlossenen Gasen (Kohlenwasserstoffe ?) verursacht werden. Versuche mit mehreren anderen Schiefern und Phylliten haben mir gezeigt, dass selbst einige petrographisch sehr ähnliche Gesteine das erwähnte merkwürdige Verhalten nicht zeigen. [1])

Die Erstreckung des Pseudochiastolithschiefers ist nur gegen Norden ziemlich genau ermittelbar. Doch ist Steinfunden auf den Feldern zu entnehmen, dass der Schiefer, wie in unserer Karte eingezeichnet ist, bis zur Granitgrenze streicht, allein die unmittelbare Berührung beider Gesteine ist nicht erschlossen.

Im Süden unseres Gebietes bei Klokočná und Menčitz combinirt sich bei der Hervorbringung der Metamorphosirungserscheinungen mit dem Einfluss des Granites augenscheinlich auch der Einfluss des Diorites. Die unmittelbare Grenze zwischen dem Diorit und dem Schiefer ist mir leider nicht gelungen, aufgeschlossen aufzufinden, doch macht sich vom Diorit aus, namentlich am Menčitzer Abhang hinauf gegen den Wald „v doubravině", also zwischen den beiden breiteren bei Klokočná in unser Kärtchen eingezeichneten Dioritpartien, die Wirkung der Metamorphose kenntlich, weil dort — und weniger deutlich auch rund um die Dioritgänge herum — der Schiefer bei ziemlich vollkommener Bewahrung seiner Schieferung im Gefüge compact und hart wird, kurz sich in eine Art Quarzitschiefer umwandelt.

[1]) Das Experiment mit dem Tehover Schiefer kann Jedermann leicht wiederholen, indem er ein $^1/_2$—1 Centimeter dickes Stückchen in die Eisenzange nimmt und nahe an die Bunsen'sche oder in die Spitze der Spiritusflamme hält, wobei es einerlei ist, ob die Schichtfläche oder die auf derselben senkrechte Bruchfläche erwärmt wird. Doch das Abspringen der Lamellen und Auseinanderbersten des Schiefers erfolgt immer nur parallel zu den Schichtflächen.

Dieser Quarzitschiefer ist der Hauptmasse nach lichtgrau, pflegt aber dunkelgrau gebändert zu sein. Die Bänderung verlauft mehr oder weniger senkrecht zu der scheinbaren Schichtfläche. Ein etwa 2 Centimeter breites Band ist wieder aus mehreren feineren Streifen zusammengesetzt, die so angeordnet zu sein pflegen, dass an beiden Rändern sehr dunkle Streifen sich hinziehen und dazwischen abwechselnd schmale und breitere, weniger dunkel gefärbte Streifen verlaufen. Makroskopisch erkennt man ausser Quarzkörnchen und einzelnen schimmernden Glimmerblättchen keinen mineralischen Gemengtheil. Der Dünnschliff zeigt, dass die dunkelgrau erscheinenden Streifen der Hauptsache nach aus einem grünlichen, wohl chloritischen Mineral bestehen. Die Hauptgemengtheile des Schiefers, der in dem Kärtchen als Band- und Quarzitschiefer eingetragen erscheint, sind Quarz, Biotit in Schuppen und Blättchen von gelbbrauner bis graubrauner Farbe, opake Körner, die zum Theil Magnetit sind, und mehrere andere, ein sehr feinkörniges Gewebe zusammensetzende, bald deutlich gedrungen prismatisch, bald nadelförmig oder spitz pyramidal, bald unregelmässig geformte, mit starken Systemen zu beobachtende Minerale, deren nähere Analysirung ich einstweilen zurücklege. Am reichlichsten scheint Rutil vertreten zu sein.

Ein Aufschieben der eingehenden Erforschung ist auch deshalb nothwendig, weil die Bandschiefer in innigem Zusammenhang mit halb metamorphosirten Quarzconglomeraten zu stehen scheinen, die bei Menčitz einen Höhenzug am linken Ufer des Baches bildend, oberhalb der Mühle anstehen. Ich hoffe hierüber nächstens Gewissheit zu erlangen.

Metamorphosirte Quarzconglomerate (und Grauwacken) treten nicht nur hier bei Menčitz, sondern auch bei Swětitz auf und es ist hoch bedeutsam, dass bei diesen Swětitzer Conglomeraten die Umwandlung sehr viel weiter vorgeschritten zu sein scheint, obwohl sie, geschweige des Diorites, mindestens dreimal so weit vom Granit entfernt sind als jene Menčitzer.

Diese mögen zuerst näher besichtigt werden.

Sie sind vorwaltend von lichtgrauer, durch das Bindemittel bedingter Farbe, werden stellenweise etwas dunkler, häufig aber auch lichter, wenn die milchweissen Quarzgerölle über das Bindemittel die Oberhand gewinnen. In der grauen Hauptmasse liegen nämlich bei der verbreitetsten Gesteinsart hirse- bis bohnengrosse Milchquarzgerölle porphyrartig eingebettet. Dieselben treten stellenweise ganz zurück und an ihrerstatt finden sich glasige, oft scheinbar schwarze Quarze ein; anderorts wieder werden die milchweissen Quarzgerölle bis haselnussgross und drängen sich dann nahe an einander, so dass die graue Hauptmasse theilweise verdeckt wird. So viel an dem Felsabhang südlich von dem Menčitzer Teiche zu ersehen ist, scheinen die gröberen Conglomerate die höchsten und südlichsten Lagen zu bilden, wogegen die feineren Grauwackenquarzite weiter gegen Norden vorgeschoben und die tieferen Lagen einzunehmen scheinen. Hieraus wäre zu schliessen, dass die Gewässer, welche das Gerölle und das Cement anschwemmten, in nördlicher Richtnng ihren Abfluss fanden, wobei selbstverständlich die gröberen Bestandtheile früher zum Absatz gelangten als die feineren.

Die Conglomerate sind ziemlich deutlich geschichtet. Auffallend ist besonders stellenweise die schichtweise Anordnung der plattgedrückten Quarzgerölle, die verursacht, dass einzelne mit diesen schichtenartigen Anhäufungen zusammentreffende Bruchflächen ein nagelfluhähnliches Aussehen erlangen. Diese Anordnung der Gerölle ist entschieden auf mechanische Einwirkung zurückzuführen. Dass das Gestein eine Metamorphose auch in substantieller Hinsicht erlitten hat, erkennt man im Dünnschliff, in welchem eine unzweifelhafte Umkrystallisirung des Cements ersichtlich ist. Denn sonst thonschieferähnlich, wird es hier durchaus krystallinisch, vorwaltend aus Quarzkörnern, ziemlich viel Magnetit, etwas kohliger Substanz, einem grünlichen, vielleicht chloritischen oder hornblendeartigen Mineral und feinen Biotitschüppchen bestehend. Die Aehnlichkeit dieses Cements mit dem mikroskopischen Habitus der oben vorläufig beschriebenen Bandschiefer ist eine überraschende.

Viel bedeutender metamorphosirt erweist sich der grösste Theil des Conglomerates bei Swětitz. Hier ist das Gestein, namentlich in dem Zug, der mitten durch das Dorf durchstreicht und zu Bauzwecken ausgebeutet wird, sehr hart, beinahe schwarz, von splitterigem Bruch und lebhaftem Glanz und gibt beim Anschlagen des Hammers einen hellen Klang von sich. Man erkennt makroskopisch darin nur Quarz von glasiger Beschaffenheit, der aber nicht in Geröllen porphyrartig einem Bindemittel eingelagert ist, sondern nur seines lebhaften Glanzes und der scheinbar schwarzen Farbe wegen besonders auffallend erscheint. Das Gestein darf wohl als Quarzhornfels bezeichnet werden.

Unter dem Mikroskop erweist es sich als vollkommen krystallinisch. Welche Partien dem einstigen Cement angehören, ist nicht mehr zu erkennen, nur sind einzelne Quarzkörner dadurch ausgezeichnet, dass sie mehr oder weniger vollständig von den farbigen Mineralgemengtheilen des Gesteins umrahmt sind. Ein eigenthümliches Aussehen verleiht dem Dünnschliff die reichlich vorhandene Hornblende, die nur selten in grösseren Prismenschnitten, sondern beinahe durchgehends in büschelförmigen Aggregaten auftritt. Die einzelnen stengeligen oder nadelförmigen Krystalle sind lichtgrün, nur die Büschelcentren und die grösseren Hornblendeschnitte zeigen eine sattere Färbung. Vereinzelte Hornblendenadeln und Körnchen sind nicht selten den Partien, welche der früheren Bindemasse entsprechen mögen, eingestreut. An manchen Nadeln kann man ein Zerstückeln nach gegen das Prisma geneigten Flächen beobachten. Ziemlich reichlich ist in grossen braunen oder in kleineren gelblichen Blättchen Biotit vertreten. Magnetit und eine amorphe opake Substanz sind stetige Gemengtheile. Diese letztere häuft sich öfters in einzelnen Qnarzkörnern, die auch sonst an Interpositionen, namentlich Flüssigkeitseinschlüssen ziemlich reich sind, sehr bedeutend an, so dass sie in einem Theil ihres Umfanges sogar impellucid erscheinen können. Am Nordende des Dorfes, am kleinen Abhange von der Strasse zu der Wiese hinunter, nähert sich der Quarzhornfels schon wieder mehr dem metamorphosirten Conglomerat von Meněitz, indem sich in seiner Masse wieder kleine Gerölle deutlich machen. Etwa 100 Schritt östlich vom Dorfe in einem zweiten Lager dagegen ist er zumeist ebenfalls dicht und hart (Taf. III, Fig. 6).

Es empfiehlt sich nun, nachdem wir die Metamorphosirungs-Erscheinungen, welche in der Umgebung von Říčan im Bereiche des Schiefergebirges in der Granitnähe zu Tage treten, kennen gelernt haben, dieselben schliesslich kurz zusammenzufassen und mit den analogen Erscheinungen in anderen Contactgebieten zu vergleichen.

Vor Allem ist zu bemerken, dass die höchsten zwei Umwandlungsproducte des Urthonschiefers nicht mit voller Berechtigung als Sonderzonen bezeichnet werden können, weil sie, abgesehen von den Schwierigkeiten des Terrains, in viel zu unregelmässiger Ausbildung und immer erst viel zu nahe am Granit hervortreten. Und was das Umwandlungsproduct des Thonschiefers anbelangt, so bildet es überhaupt nur eine einzige Zone, die des zum Theil knotigen Pseudochiastolithschiefers.

Die Wirkung der Metamorphose erstreckt sich in unserem Gebiete im nördlichen Theil nur bis höchstens auf 1 Kilometer, im südlichen Theil dagegen bis auf mehr als 4 Kilometer von der Granitgrenze und macht sich zunächst in einer Schwärzung des Urthonschiefers bemerkbar. Die Schwärzung besteht in einer Zunahme der Magnetitkörner und einer theilweisen Graphitisirung der kohligen Substanz. Näher an den Granit heran entwickeln sich Frucht(-glimmer-)-Schiefer, und zwar unter merkwürdig verschiedenen Verhältnissen im Norden des Gebietes sehr nahe bei der Grenze, im Süden 2000 Meter von derselben entfernt. In nächster Nähe des Granites bildet sich glimmerschieferartiger Schiefer aus und an der unmittelbaren Berührung beider Gesteine entsteht aus dem Schiefer unter Einbusse jeglicher Schichtung Hornfels. Keine dieser metamorphischen Bildungen des Urthonschiefer lässt sich, ausser der ersten, durch die ganze Ausdehnung der Schiefer-Granitcontactzone in zusammenhängender Erstreckung verfolgen, vielmehr fehlt bald die eine, bald die andere Partialzone, und wo die Mehrzahl entwickelt ist, wie vom Straschiner Steinbruch aus gegen Patzdorf, sind sie nicht scharf von einander abgetrennt, sondern verfliessen in einander. Die Mächtigkeit der beiden höchsten Veränderungsproducte ist immer eine geringe, an einem Ende des Straschiner Steinbruches auf wenige Decimeter, am andern auf höchstens zwei Meter abzuschätzende. Doch anderwärts weist der Hornfels eine viel bedeutendere Mächtigkeit auf.

Es mag nochmals hervorgehoben werden, dass sich die bezeichneten vier Stadien der Contactmetamorphose sämmtlich auf den Urthonschiefer beziehen. Bei dem, denselben aufliegenden, Thonschiefer in der Umgebung von Tehov gestaltet sich die Umwandlung anders. Hier machen sich kleine knotenähnliche Körperchen sichtbar und der Schiefer verräth gleichzeitig die Tendenz zu einer Erhöhung der Krystallinität dadurch, dass sich Chiastolithkrystalle ausbilden. Diese entstehen aber nicht aus den übrigens zwanzigmal grösseren Knoten.[1]) Weiter scheint in diesem Falle die Metamorphose nicht fortzuschreiten.

---

[1]) Die von J. Clifton Ward (Quart. Journ. 1876, XXXII, pag. 1—34) wohl zuerst ausgesprochene Behauptung, dass sich (zunächst in den metam. Schiefern des englischen Seed strictes) Chiastolithkrystalle aus ursprünglichen Knötchen entwickeln, darf als durch die Untersuchungen in anderen Contacthöfen widerlegt angesehen werden.

Hieraus ist zu ersehen, dass die ursprüngliche Gesteinsbeschaffenheit für die Eigenthümlichkeiten der Umwandlungsproducte entscheidend ist, so zwar, dass bei verschiedenen Metamorphosirungs-Ergebnissen zunächst nicht an einen unterschiedlichen Einfluss des Massengesteines gedacht werden sollte; und ferner wäre vielleicht zu schliessen, dass eine Andalusit- (Chiastolith-) Bildung an Thonschiefer gebunden ist, während die mehr krystallinischen Phyllite ohne Andalusitentwickelung metamorphosirt werden.[1])

Um festzustellen, ob bei der Umwandlung des Urthonschiefers in der That eine chemische Veränderung vor sich geht, wie sie nach dem äusseren Aussehen der Metamorphosirungsproducte zu erwarten wäre, wurde eine theilweise Analyse vorgenommen und dabei folgende Resultate erzielt:

	Normaler Urthonsch.	Geschwärzter Sch.[2])	Hornfels [2])	
Kieselsäure . .	54·97	61·35	84·19	Procent
Wasser	4·22	3·07	1·70	„

Wenn man auch in Anschlag bringt, dass im Hornfels der Gehalt an kohliger Substanz ein äusserst geringer geworden ist, was vielleicht neben chemischen Einflüssen durch die Einwirknng andauernder Glühhitze erklärt werden könnte, und dass, wenn man von dem, in den ersteren Umwandlungsproducten sehr reichlichen, kohligen Bestandtheil absieht, der Kieselsäuregehalt derselben sich dann relativ bedeutend höher gestalten wird, als die angegebenen Procente ausdrücken; — so dürfte man doch nicht bestreiten können, dass sich aus den angeführten Analyseresultaten eine Zunahme an Kieselsäure unter gleichzeitiger Verminderung des Wassergehaltes bei fortschreitender Metamorphose ergibt. Die Metamorphose besteht also nicht in einem blossen Umkrystallisirungsprocess, sondern auch in der Zufuhr von neuen Mineralstoffen.

Dieses Ergebniss unserer Untersuchungen stimmt mit den Befunden an einigen anderen Contacthöfen überein, steht dagegen mit mehreren in scheinbarem Widerspruch. C. W. C. Fuchs [3]) hat schon geltend gemacht, dass sich der Kieselsäuregehalt in den im Contact mit Granit veränderten Schiefern steigert. Gleicherweise ist G. W. Hawes [4]) auf Grund sehr genauer Analysen zu dem Ergebniss

---

[1]) Zu diesem Ergebniss war ich schon gekommen, als mir das 3. Heft des V. Beilagebandes zum „Neuen Jahrb. f. Min. etc." mit R. Rüdemann's Arbeit „Die Contacterscheinungen am Granit der Reuth bei Gefrees" zuging, in welcher l. c. pag. 666 gesagt wird: „Darnach sind Chiastolithschiefer und Fruchtschiefer . . . . . äquivalente Stadien der Metamorphose, von denen das erstere an Thonschiefer, das letztere an Phyllite gebunden ist." — Es freut mich, die Erscheinungen der Schiefermetamorphose bei Říčan als Bestätigung der von Rüdemann an der südlichen Reuth erlangten Ergebnisse bekannt machen zu können.

[2]) Sämmtliche Analysen wurden im Laboratorium des Herrn Prof. K. Preis in Prag, diese beiden von Herrn Em. Kubricht ausgeführt.

[3]) „Die alten Sedimentformationen und ihre Metamorphose in den franz. Pyrenäen." Leonh. Geinitz Jahrb. f. Min. 1870, pag. 720 ff.

[4]) „The Albany granite and its contact phenomena." Amer. Journ. of science. 1881, XXI, pag. 21—33. Vergl. auch H. Rosenbusch's Referat im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1882, I. Bd., pag. 60—65.

gelangt, dass in dem Contacthofe des Albany-Granites im Quellgebiete des Saco-River im Staate New-Hampshire sich keine „blosse moleculare Umlagerung im Schiefer unter dem Einfluss des Granites vollzogen hat, sondern dass gleichzeitig eine bedeutende Stoffzufuhr stattfand". Dagegen hat K. A. Lossen [1]) gegen Fuchs bemerkt, dass man, nach den Analysen vom Ramberg zu urtheilen, mit viel mehr Recht als von der Zunahme des Kieselsäuregehaltes von der Steigerung des Kaligehaltes gegenüber dem unveränderten Schiefer sprechen darf. H. Rosenbusch [2]) nimmt ebenfalls an, dass die Metamorphose des Steiger Schiefers lediglich in einer molecularen Umlagerung der ursprünglichen Schiefersubstanz besteht, bei welcher diese nur einen Theil ihres Gehaltes an Wasser und an kohliger Materie einbüsste. [3]) Auch Fr. E. Müller [4]) gelangt zu dem Resultate, dass die Contactzone am Granitstock des Hennberges bei Weitisberga einen neuen Beweis für die Annahme liefert, dass durch die Eruption des Granites die Schiefer im Wesentlichen eine Umkrystallisirung, nur in geringem Grade eine stoffliche Umwandlung erfuhren. [5])

Fasst man die citirten Stellen genau in's Auge, so muss man finden, dass eine durch den metamorphosirenden Einfluss des Granites verursachte substantielle Beeinflussung, eine Stoffzufuhr, eigentlich von keinem Autor ganz entschieden geleugnet wird, weshalb wir wohl berechtigt waren, den Gegensatz zwischen unseren Resultaten und denen der letztgenannten Forscher als nur scheinbar zu bezeichnen.

Ein Vergleich der Ausbildung und der Reihenfolge der verschiedenen Metamorphosirungsproducte des Schiefers in unserem Gebiete und in einigen anderen Contactzonen lässt zwar theilweise Unterschiede zu Tage treten, zeigt jedoch im Ganzen auch unverkennbare Analogien. Eine kleine Tabelle wird dies am besten anschaulich machen:

---

[1]) „Ueber den Spilosit und Desmosit Zinckens, ein Beitrag zur Kenntniss der Contactmetamorphose." Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1872, XXIV, pag. 701 ff., bes. pag. 727.

[2]) „Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald." Abhandl. der geol. Specialkarte v. Elsass-Lothringen. Bd. I, H. 2, pag. 79—393. Strassburg 1877. Mit 2 Taf. u. 1 Karte.

[3]) In der „Mikrosk. Physiographie der massigen Gesteine", 2. Aufl., 1. Abtheil., Stuttgart 1886, pag. 45, wird als ein Gesetz ausgesprochen, „dass bei der Contactmetamorphose um Tiefengesteine das Eruptivgestein nur physikalisch und im Allgemeinen nicht durch Stoffabgabe chemisch wirke".

[4]) „Die Contacterscheinungen an dem Granite des Hennberges bei Weitisberga." Neues Jahrb. f. Min. etc. 1882, II. Bd., pag. 205 ff., bes. pag. 246.

[5]) R. Rüdemann, Neues Jahrb. f. Min. etc., V. Beil.-Bd., 669, scheint ganz von der Voraussetzung auszugehen, dass ausser einer Wasser- und Kohlenstoffabgabe bei der Metamorphose der Schiefer „keine Veränderungen der chemischen Bestandtheile (wie ist das zu verstehen?), besonders keine weitergehende Stoffzufuhr stattfindet." Nach seiner Annahme „beweist dies auch schon das Factum, dass sich an der Reuth, den verschiedenen Gesteinsmaterialien entsprechend, ganz verschiedene Contactmineralien gebildet haben". Es bedarf keiner eingehenden Erörterung, um deutlich zu machen, dass hier ein Trugschluss vorliegt. Um aus verschiedenen Gesteinsmaterialien dieselben Contactminerale zu bilden, müssten ja die auf dieselben einwirkenden chemischen Einflüsse qualitativ und quantitativ in jedem Falle gänzlich verschieden gewesen sein, was doch bei einer und derselben Metamorphosirungsursache nicht angenommen werden kann.

Normaler Schiefer	Metamorphosirter Schiefer					Granit
	1. Part.-Zone	2. Part.-Zone	3. Part.-Zone	4. Part.-Zone	5. Part.-Zone	
Thonschiefer des engl. Seedistrictes (J. Clifton Ward [1])	Chiastolithschiefer	Knotenglimmerschiefer	Glimmerschiefer			Granit
Steiger Schiefer (H. Rosenbusch [2])	Knotenthonschiefer	Knotenglimmerschiefer	(Andalusit-) Hornfels			Granitit
Silur. Thonschiefer, Wicklow Mountains (A. v. Lasaulx [3])	Knotenschiefer	Feinschieferiger Glimmerschiefer	Hornsteinartiger Glimmerschiefer z. Th. mit Andalusit			Granit
Krystalline Schiefer, White Mountains (G. W. Hawes)	Thonglimmerschiefer (m. Chlorit)	Glimmerschiefer (m. Biotit)	Turmalinhornfels	Turmalin-Trumgestein	Gemischte Zone (Schieferbreccie)	Metamorphos. Granit
Silur. Thonschiefer, Hennberg (Fr. E. Müller)	Knotenschiefer	Chiastolithschiefer	Andalusitglimmerfels			Granit
Urthonschiefer Řičan (Fr. Katzer)	Geschwärzter Schiefer	Frucht-(glimmer-)schiefer	Glimmerschiefer	Hornfels		Metamorphos. Granitit
Silur. Thonschiefer Řičan (Fr. Katzer [4])		Knotiger Pseudochiastolithschiefer				Metamorphos. Granitit

Um den Grad der Uebereinstimmung der einzelnen Schiefercontactzonen in richtiger Weise zu beurtheilen, muss man sich allerdings vorhalten, dass sich die Mehrzahl der angeführten Forschungen in fremden Granitcontactgebieten auf Thonschiefer beziehen, während wir es in der Umgebung von Řičan mit phyllitischen Schiefern zu thun haben. Dass in einem Contactgebiete geschwärzte Phyllite wären

[1]) Quart. Journ. geol. Soc. 1875, XXXI, pag. 568 und 1876, XXXII, pag. 1.

[2]) Ausser dem oben cit. Werke ist noch zu vergleichen: Neues Jahrb. f. Min etc. 1875, pag. 849—851. — Ibid. 1877, pag. 751. — Mikrosk. Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1886, 2. Aufl., 1. Abtheil., pag. 48.

[3]) „Petrographische Skizzen aus Irland." Tschermak's min. u. petr. Mittheil. N. F. Bd. I, Wien 1878, pag. 410, bes. IV. „Metamorphische und Eruptivgesteine aus dem S. der Grafschaft Wicklow", pag. 433.

[4]) R. Rüdemann, l. c., unterscheidet am metamorphosirten obercambrischen Thonschiefer der Reuth folgende Partialzonen: Geschwärzter Schiefer, Chiastolithschiefer, Knotenglimmerschiefer, Andalusitglimmerfels, Hornfels; am phyllitischen Schiefer: Knotenschiefer, Fruchtschiefer und die letztgenannten drei Partialzonen.

gefunden worden, ist mir nicht bekannt, wohl aber ist die Schwärzung als Erscheinung der Metamorphose an Thonschiefern beobachtet worden.[1]) Fleckig oder knotig werden die Urthonschiefer von Říčan nicht. Es fehlt also hier diese beim Thonschiefer constante Partialzone. Dagegen macht sich die allgemeine Zunahme der Krystallinität, wie überall in directem Verhältniss zur Granitnähe geltend, wobei die kohligen, chloritischen und ähnliche Mineralgemengtheile verschwinden, an ihrer Stelle je weiter, desto reichlicher Quarz und namentlich Biotit sich neu bilden und die Textur des Gesteines, so lange es schieferige Structur erkennen lässt, eine sich steigernd grobkörnige wird. Für das höchstentwickelte Metamorphosirungsproduct des Urthonschiefers von Říčan, nämlich den Hornfels, gilt die überall wiederkehrende mineralogische Zusammensetzung aus Biotit, Quarz und etwas Magnetit, welche Minerale durchaus als Neubildungen anzusprechen sind, trotzdem Quarz und Magnetit schon in dem ursprünglichen Urthonschiefer vorhanden waren. Andalusit konnte in unserem Hornfels nicht nachgewiesen werden. Der Mangel an accessorischen Gemengtheilen ist für denselben überhaupt charakteristisch.

Die Metamorphose des im Gebiete vorhandeneu Thonschiefers repräsentirt nur eine Zone, die des Pseudo-Chiastolithschiefers, die oben besprochen worden ist. Auch der Einwirkung des Diorites auf den Schiefer ist gedacht worden. Die Porphyre sind zwar nicht ganz ohne Einfluss auf den Urthonschiefer geblieben, doch können die betreffenden, übrigens ziemlich belanglosen Verhältnisse hier nicht weiter in Betracht gezogen werden.

b) Umwandlungserscheinungen am Granitit.

Das massige Gestein, dessen Eruption die eben beschriebenen Umwandlungen am Schiefer verursacht hat, blieb selbst nicht ohne Veränderungen. Wenigstens dürften die abnormen Erscheinungen in der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung des Granitites am Contact mit dem Schiefer nicht anders als durch eine Metamorphose zu erklären sein. Ebenso wie die Umwandlungsstadien des Schiefers nicht der ganzen Granitgrenze entlang in gleichmässiger Entwicklung anzutreffen sind, sondern hier das eine, dort das andere Metamorphosirungsproduct fehlt, ebenso sind die Veränderungen, welche der Granitit erlitten hat, nicht überall dieselben.

Von der Schiefergrenze bis zum normalen porphyrartigen, grobkrystallinischen Granitit kann man drei, der Grenze ziemlich parallel verlaufende Umwandlungszonen am granitischen Gestein unterscheiden, nämlich zunächst dem Schiefer eine feinkörnige Partialzone, weiter entfernt eine sehr grobkörnige Zone und am weitesten von der Grenze entlegen abermals eine kleinkörnige Partialzone, die allmälig durch Ausscheidung grosser Orthoklase in das herrschende porphyrartige Granitgestein übergeht.

Es kann angenommen werden, dass diese Contacterscheinungen der ganzen Granititgrenze entlang dieselben sind; aber weil die Con-

[1]) Von Ch. Barrois an cambrischen Thonschiefern in den Pyrenäen. — Auch Rüdemann, l. c., führt geschwärzten Schiefer, wie erwähnt, als erstes Metamorphosirungsproduct des obercambrischen Thonschiefers an der südlichen Reuth an.

tactlinie in unserem Gebiete nur stellenweise entblösst ist und einzelne auch anderorts herumliegende, in die eine oder die andere Partialzone einzureihende Blöcke ein begründetes Urtheil über die sonst eben dort ganz unerforschlichen Verhältnisse nicht zulassen, habe ich in der Karte Contacterscheinungen am Granitit auch nur dort verzeichnet, wo sie in der That wenigstens theilweise ersichtlich sind. Am besten und deutlichsten ist dies möglich im mehrerwähnten Straschiner Steinbruche und nördlicher beim Dorfe selbst, dann südlich von der Aerarialstrasse im Walde zwischen dem Řičaner Jägerhaus und Tehowetz und nordöstlich von Tehov.

Die Mächtigkeit der einzelnen Granititumwandlungszonen ist eine sehr verschiedene und wechselnde. Im Allgemeinen kann nur gesagt werden, dass die erste feinkörnige Partialzone die am wenigsten mächtige ist. Dafür aber ist sie die wechselreichste von allen, wogegen die Mittelzone von durchgängig ziemlich gleichmässigem Charakter erscheint. Alle drei Partialzonen in ihrer scharfen Abgrenzung gegen den Urthonschiefer einerseits und ihrem allmäligen Uebergange in den normalen Granitit andererseits, sind nur bei Straschin der Beobachtung zugänglich.

Die erste, feinkörnige Partialzone könnte als Porphyrgranitzone bezeichnet werden, weil ihre Gesteine zumeist ein porphyrartiges Aussehen haben, ohne aber aufzuhören, echte Granitite zu bleiben. Lichtröthlicher Feldspath verbindet sich nämlich mit Quarz zu einer scheinbar dichten Grundmasse, in welcher einzelne grössere Krystalle dieser beiden Minerale und 1 Millimeter, und mehr, grosse dunkelbraune Biotitschuppen oder schwarze Turmalinsäulchen eingebettet liegen. Schon unter der Lupe löst sich jedoch die Grundmasse in ein durchaus krystallines Gefüge auf und unter dem Mikroskop sieht man, dass diese Zone ganz normal zusammengesetzt ist, obwohl die einzelnen Facies derselben bemerkenswerthe Eigenthümlichkeiten aufweisen.

Im mittleren Theile des Straschiner Steinbruches erscheint der Schiefer-, resp. Hornfelsgrenze zunächst feinkörniger, sehr biotitreicher, rother Granitit, in welchem einzelne Schieferbrocken eingeknetet liegen. Rother Feldspath mit winzigen Quarzkörnchen bildet die Hauptmasse, aus welcher sich lichtröthliche, höchstens 2—3 Millimeter lange Orthoklase, etwa die Hälfte so grosse Quarzkörner und besonders reichliche Biotitkrystalle oder Schuppen von sehr gleichmässiger Grösse (etwa 1 Millimeter im Durchmesser) abheben. Der dunkle Glimmer ist der auffallendste Gemengtheil, neben ihm herrscht Feldspath. Quarz tritt sehr zurück. Nur der Schiefergrenze entlang zieht sich ein 2—4 Millimeter breiter Streifen krystallinischen Quarzes.

Dieses Contactgestein, dessen Mächtigkeit variabel ist zwischen 10—70 Centimeter, stellenweise auch darüber, kann als normal angesehen werden, da es durch Uebergänge mit allen anderen Faciesbildungen der ersten Partialzone verbunden ist, was von keiner anderen von diesen gilt.

Untergeordnet, nur stellenweise, namentlich an dem linken Anbruch im Straschiner Steinbruche, geht es sehr schnell, fast unmittelbar in ein ziegelrothes Orthoklasgestein über, das dem Aussehen nach als Feldspathhornstein bezeichnet werden könnte. Es ist nahezu

reiner Orthoklas mit sehr wenig Quarz und Biotit, hie und da aber Muscovit enthaltend. Der Orthoklas verräth kaum noch Spuren einer Spaltbarkeit, sonst ist er in der That amorph. Die Mächtigkeit dieses Feldspathhornsteines beträgt immer nur wenige Centimeter.

Verschieden von dieser Facies, ihr aber insofern entsprechend, als sie ebenfalls Muscovit führt, ist das am rechten Flügel des Straschiner Steinbruches vorherrschende Contactgestein, welches in Bezug auf Hauptmasse, Feldspath und Quarz vollkommen analog zusammengesetzt ist, wie das normale Contactgestein, nur dass der Feldspath zumeist eine schöne rosenrothe Farbe hat. Dies bedingt jedoch ein abweichendes Aussehen von dem normalen feinkörnigen Granitit nicht in dem Masse, wie das auffallende Zurücktreten des Biotites und das Sicheinfinden von ziemlich reichlichem Muscovit in 2—3 Millimeter grossen Schuppen. Die Mächtigkeit dieser dritten Facies beträgt in höchster Entwicklung $^1/_2$ Meter.

Diese drei eng verknüpften und, soweit Aufschlüsse vorhanden sind, ausser der ersten auf den Straschiner Steinbruch beschränkten Contactgranititfacies, haben eine Eigenthümlichkeit gemein, nämlich: Turmalin, ausser gelegentlich in feinen Nädelchen accessorisch, kommt in ihnen nicht vor. Bei dem Dorfe Straschin dagegen, namentlich links vom Wege gegen Patzdorf, tritt in bedeutender Mächtigkeit von beiläufig 2 Meter ein Gestein auf, in welchem $^1/_2$ Millimeter breite und 4—5mal so lange Turmalinsäulchen neben viel reichlicherem Biotit vorkommen. Und südlich von der Acerarialstrasse, etwa 1 Kilometer nordöstlich von Tehov, ist neben dieser, dort sehr mächtigen, noch eine Contactfacies entwickelt, die selbstständig auftretend, Turmalingranit genannt werden müsste, denn Turmalin spielt darin die Rolle eines wesentlichen Gemengtheiles, Biotit tritt nur accessorisch auf.

Das ersterwähnte Gestein entwickelt sich aus dem normalen Contactgranitit dadurch, dass Biotit sehr zurücktritt und hernach nur noch streifenweise mit dem zugesellten Turmalin im sonst nahezu glimmerleeren Gestein erscheint. Diese band- oder streifenartigen Anhäufungen der dunkelfarbigen Gemengtheile sind sehr auffallend, da sie zumeist scharf gegen die übrige Masse begrenzt sind und stellenweise den Eindruck einer geschichteten Anordnung hervorbringen. Die Hauptmasse des Gesteines hat gewöhnlich eine blass rosenrothe Farbe, die durch die ausgeschiedenen, selten 2 Millimeter grossen, weisslichen Feldspathkrystalle und Quarzkörner noch lichter gemacht wird. Um so schärfer hebt sich von derselben das Gemisch der dunklen Biotitschuppen und Turmalinsäulchen ab. Einzelne Biotitkrystalle sind deutlich hexagonal begrenzt und die Turmalinsäulchen, mit sehr glänzenden, nicht gerieften Prismenflächen, haben terminale Begrenzung. Manche Turmaline zeigen unter der Lupe eine grünliche oder braune Färbung.

Dieselbe Beschreibung gilt für den Turmalincontactgranit, nur dass hier Turmalin und Biotit im umgekehrten Mengenverhältniss zu einander stehen, ja Turmalin hier noch viel mehr vorherrscht als Biotit in jenem, und ferner, dass keinerlei auffallend streifenweise Anordnung stattfindet. Auch sind die an Glimmer und Turmalin armen, ziemlich grobkörnigen Partien des vorwaltenden Orthoklases wegen von

lichtfahler Farbe, während die turmalinreichen feinkörnig sind und wegen Anhäufung der subtilen schwarzen Kryställchen grau erscheinen. Diese Facies kann, soweit man bei der ungenügenden Entblössung abzuschätzen vermag, eine Mächtigkeit von 100 Meter erlangen.

Die sämmtlichen bisher beschriebenen fünf Facies gehören der ersten, feinkörnigen Umwandlungstheilzone des Granitits an, sind aber nicht in einer Reihe hintereinander entwickelt. Nur feinkörniger biotitreicher Granitit scheint überall an die Schiefergrenze gebunden zu sein, auch wenn seine Mächtigkeit nur einige Centimeter betragen sollte. Die übrigen Facies sind längs der Schiefergrenze eher nebeneinander als in senkrechter Entfernung von derselben übereinander entwickelt. Alle übergehen rasch in die zweite Partialzone, indem sämmtliche Gemengtheile, in erster Reihe Glimmer und Feldspath, grob werden und eine pegmatitartige Granitabänderung entsteht.

Die mikroskopische Beschaffenheit der verschiedenen Facies der ersten Partialzone bietet einige Eigenthümlichkeiten, die zusammenfassend dargelegt werden mögen.

Von Feldspathen sind Plagioklase in geringerer Menge vorhanden als Orthoklas. Im porphyrgranitischen, biotitreichen, feinkörnigen Gestein direct vom Contact fehlt ihnen zumeist eigentliche Formausbildung. Im biotit- und turmalinführenden Gestein vom Wege Straschin-Patzdorf dagegen streben sie eigener Formausbildung in auffallender Weise zu. Nicht so deutlich, aber immerhin kenntlich ist dieses Streben in der Turmalingranitfacies von Tehov.

Ziemlich analog verhält sich der Quarz, nur dass er gleich in der ersten, der Berührungsfläche anliegenden Gesteinsfacies schon sehr die Tendenz verräth, auf Kosten des Feldspathes eigene Form zu erlangen. Auch in der turmalinhaltigen Facies von Straschin-Patzdorf sind rundliche, oft dihexaedrische Quarzkörner sehr verbreitet. Dagegen im Turmalingranit von Tehov, gerade so wie im normalen Granitit, empfängt der Quarz seine Begrenzung zumeist durch die übrigen Gemengtheile. Hieraus wäre zu schliessen, dass sich der metamorphische Einfluss des Schiefers bei der Auskrystallisirung des Magmas zunächst dahin geltend gemacht hat, dass Quarz in zwei Generationen zur Ausscheidung kam: einer älteren in Dihexaëderform und einer jüngeren in unregelmässiger Begrenzung. Die erstere ist dort, wo sie auftritt, älter als der Feldspath und etwa gleichalterig mit Biotit, aber jünger als die accessorisch vorkommenden Apatite und Turmaline. Die letztere ist überhaupt der jüngste Gesteinsgemengtheil. Beide sind ziemlich reich an Flüssigkeitseinschlüssen.

Der Biotit ist vorwaltend dunkelbraun, von selten regelmässiger Begrenzung, an Einschlüssen sehr arm. Der untergeordnete Turmalin liegt in oft zerbrochenen und gebogenen Nadeln und Säulchen gewöhnlich in Quarz eingebettet (Taf. IV, Fig. 3).

Interessant ist das Contactgestein der ersten Partialzone, in welchem Turmalin einen Hauptgemengtheil bildet. Hier erreichen manche Säulchen eine Länge von 1 Centimeter und eine Breite von 1 Millimeter. Diese sind jedoch in der quarz-feldspathigen Hauptmasse nur einzeln verstreut. Dicht gedrängt und dem Gestein eine graue Färbung ver-

leihend sind kleine, dünne, höchstens 1 Millimeter lange Nädelchen, die unter dem Mikroskop in Dünnschliffen häufig quer gegliedert erscheinen, wobei immer das folgende Glied schwächer zu sein pflegt, als das vorangehende, so dass einzelne Gebilde an Schafthalmstengel errinnern. Auf dem vorletzten Gliede sitzen oft zwei oder mehrere feinere Säulchen mit zum Theil deutlicher rhomboëdrischer Terminalbegrenzung. Lose im Quarz eingestreute feine Turmalinnadeln und kleine Säulchen sind sehr häufig. Man kann die Zusammengehörigkeit der feinsten Nadeln mit grösseren Turmalinen hier geradezu sehen, was nicht ohne Wichtigkeit für die Bestimmung feiner Mineralnadeln in anderen Gesteinen ist. Bei allen Turmalinen sind zonale Farbenunterschiede äusserst selten; doch die Färbung der verschiedenen Krystalle ist etwas verschieden, hält sich aber im allgemeinen in graubraunen Nüancen. Der Dichroismus ist sehr stark, ebenso die undulöse Farbenwandlung in den einzelnen Krystallen bei gekreuzten Nicols. Einschlüsse sind nicht vorhanden (Taf. IV, Fig. 5).

Die zweite Partialzone des Contactgranitites zeigt durchgehends pegmatitische Textur und eine ziemlich gleichmässige Mächtigkeit von beiläufig 6 Meter. Der Feldspath, und zwar fleischrother Orthoklas, ist immer vorherrschend, stellenweise so sehr, dass das Gestein bei der Porcellanbereitung Verwendung finden könnte. Die Rothfärbung scheint eine charakteristische Contacterscheinung zu sein. Zu ihm gesellt sich Quarz in meistentheils deutlich dihexagonaler Krystallform. Biotit erscheint regellos angehäuft, und zwar in papierdünnen Tafeln, die das Gestein auf Klüften zu durchdringen scheinen. Viel bedeutendere, wenn auch der Zahl nach nicht reichlichere Nester bildet Muscovit in häufig rosettenartigen Formen. Beide Glimmer sind vorwaltend an die Begrenzungsflächen des Quarzes gebunden. Ausgezeichnet ist diese Zone jedoch hauptsächlich durch das häufige Auftreten von schwarzem Schörl, der zumeist in gut ausgebildeten Säulen erscheint. Ich habe dieses Turmalinvorkommen an anderem Orte eingehender beschrieben. [1])

Der Turmalin liegt regellos einmal im Feldspath, das anderemal im Quarz eingebettet, ist aber doch vorwiegend an den Quarz gebunden. Häufig sind die Krystalle krumm gebogen und zerbrochen, ein Beweis, dass das Gestein während und nach seiner Verhärtung einen bedeutenden Druck auszuhalten hatte.

Beachtenswerth ist die stellenweise sehr typische Ausbildung des Pegmatites zu Schriftgranit, in welchem der Feldspath gewöhnlich lichter rothgefärbt zu sein pflegt als in dem übrigen Gestein. Der dem Orthoklas eingewachsene Quarz ist theilweise in langgestreckten Prismen, theilweise in nicht regelmässig begrenzten, gezogenen Körnern entwickelt.

Diese zweite Partialzone ist namentlich schon im Straschiner Steinbruche und auch noch an der Schiefergrenze im Walde zwischen dem Říčaner Jägerhause und Tehowetz der Beobachtung zugänglich.

---

[1]) In Tschermak's mineral. u. petrogr. Mittheil. 1887, IX, pag. 411—413. — In dem Schotter, welcher diesem Pegmatitlager entnommen wird, fand ich auf einem Stück zwei schön entwickelte braunrothe Granatkrystalle der Form (211), den einen klein, den andern beinahe haselnussgross. Weitere Granatfunde vermochte ich aber trotz eifrigsten Suchens nicht zu machen.

Die dritte, von der Schiefergrenze am weitesten entfernte Partialzone des Contactgranitites hat meistens nur eine geringe Mächtigkeit von höchstens 1/2 Meter, schwillt aber stellenweise sehr an. In ihr verfeinern sich alle Gemengtheile des grosskörnigen Pegmatites der zweiten Zone, unter Ausscheidung des Turmalins und Muscovits, sowie starkem Zurücktreten des Biotites, bis zu einer gleichmässig feinkörnigen, der Hauptsache nach feldspathig-quarzigen Masse, in welcher sich anfänglich vereinzelt, dann immer häufiger grosse Orthoklase einfinden und gleichzeitig die Hauptmasse gröber wird, auch der Biotitgehalt wieder zunimmt, bis sich schliesslich normaler grobkrystallinischer porphyrartiger Granitit entwickelt.

Diese Partialzone ist überall ersichtlich, wo an der Grenze zwischen dem Granit- und Schiefergebirge in unserem Gebiete ein Aufschluss besteht.

Wie aus der gegebenen flüchtigen, aber doch wohl genügenden Beschreibung der verschiedenen Contactgranitfacies zu ersehen ist, tritt auch bei Říčan Turmalin als typisches Contactmineral auf. Er ist aber erstens mit seiner Gegenwart nicht an den directen Contact geknüpft, sondern beginnt sich erst 2—10 Meter von demselben in bemerkenswerther Menge einzufinden, und beschränkt sich zweitens auf das massige Gestein, wogegen die Schiefer turmalinfrei bleiben. Der Turmalin erweist sich auch als der älteste primäre Bestandtheil des Granits und verräth im freilich engen Rahmen unseres Gebietes keine Spur einer Pseudomorphosenbildung nach Biotit oder Feldpath.[1]) Man kann daher wohl annehmen, dass in der von Haus aus borhaltigen Eruptivmasse durch den Einfluss des Schiefers gewissermassen ein Zusammenführen und Anhäufen der Borsäure bewirkt wurde, was in den, dem Schiefer nahen, Partien zur Auskrystallisirung des Borsilicates führte.

Die Annahme einer (wenn man will durch eine Art chemischer Anziehungskraft verursachten) Ansammlung von Borsäure an bestimmten, in engster Abhängigkeit von der Einwirkung des Schiefers stehenden Punkten als erster Veranlassung zur Turmalinbildung dürfte nicht nur in unserem speciellen, sondern allenfalls auch in einer Anzahl anderer Fälle, namentlich überall dort, wo Turmalin in den peripherischen Theilen von Eruptivmassen als primärer Bestandtheil auftritt, zulässig erscheinen. Freilich in einigen Fällen wird sie von vornherein ausgeschlossen werden müssen, was jedoch nicht gegen sie überhaupt spricht, sondern nur beweist, dass die Genesis eines und desselben Minerales, selbst wenn es in ziemlich ähnlichen Verhältnissen vorkommt, keineswegs in jedem Falle auf eine einzige Art zu erklären ist. Vielmehr wird man der Wahrheit näher kommen, wenn man die Erklärungsweise immer den jeweiligen speciellen Verhältnissen anpassen wird.

---

[1]) Nicht so in der südlich an das Gebiet unseres Kärtchens angrenzenden Umgebung von Mnichowitz. Dort kommen aus nadelförmigen Individuen zusammengesetzte Turmalingebilde vor, die so scharf ebenflächig begrenzt zu sein pflegen, dass sie wohl nur als Pseudomorphosen — allerdings sehr eigenthümliche — aufgefasst werden können. Confr. Fr. Katzer, „Einige Minerale von neuen Fundorten in Böhmen". Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1887, IX, pag. 404 ff., bes. 413.

Dieses zugegeben, wird vielleicht die Zurückführung der Concentrirung des Turmalins auf eine Art Fumarollenbildung hier und da auch annehmbar erscheinen können. Im Allgemeinen aber wird man wohl v. Groddeck's Ansicht beipflichten müssen, dass man „gar nicht berechtigt ist, anzunehmen, dass der Turmalinbildung in Graniten u. s. w. analoge Verhältnisse zu Grunde liegen, wie diejenigen sind, unter welchen die heutigen Fumarollen auftreten".[1]) Dies hervorgehoben zu haben, dürfte nicht überflüssig befunden werden in Anbetracht des Umstandes, dass „Fumarollenbildungen" bei der Erklärung des Erscheinens von Turmalin in Contactregionen nachgerade kritiklos vorausgesetzt zu werden beginnen.

Um die chemischen Veränderungen zu ergründen, die der Granitit durch die Contactmetamorphose erlitten haben könnte, wurden einige Analysen ausgeführt [2]), von welchen hier drei näher in Betracht gezogen werden mögen.

	1. Feinkörniger biotitreicher Granitit, 8 Centim. vom Contact		2. Turmalinreicher Pegmatit, 3 Meter vom Contact		3. Mittelkörniger normaler Granitit von Žernovka	
Kieselsäure . . .	74·29	Procent	75·27	Procent	71·13	Procent
Aluminiumoxyd .	15·95 (zusammen)	„	12·92	„	18·53 (zusammen)	„
Eisenoxyd . . .		„	1·89	„		„
Manganoxydul . .	Spur		0·29	„	Spur	
Kalk	0·78	„	0·32	„	0·96	„
Magnesia	0·66	„	0·47	„	0·58	„
Kali	5·31	„	6·48	„	7·26 (zusammen)	„
Natron	2·66	„	1·14	„		„
Phosphorsäure .	Spur	„	Spur	„	Spur	
Borsäure	—	„	1·24	„	—	
Wasser	0·66	„	0·61	„	0·74	„
Summa .	100·31		100·63		99·20	
Spec. Gew. .	2·68		2·66		2·64	

Aus diesen Resultaten ist vor Allem zu ersehen, dass sich die chemische Zusammensetzung in den verschiedenen Contactpartialzonen ziemlich gleich bleibt, denn wo grössere Abweichungen auffallen, sind sie durch den mineralogischen Befund vollkommen begründet, wie sich überhaupt die chemische mit der petrographischen Analyse der betreffenden Gesteinsproben genau deckt. So ist der grössere Gehalt an Kalknatronfeldspathen aus der ersten und dritten, das reichliche Auftreten des Borsilicates aus der zweiten Analyse sofort zu ersehen. Im Allgemeinen darf aus den Resultaten das Factum abgeleitet werden, dass die stoffliche Zusammensetzung des Granitites durch die Contacteinwirkung des Schiefers, abgesehen von dem Auftreten des Turmalins in der Mittelzone, nicht

[1]) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1887, XXXIX. Bd., pag. 256.

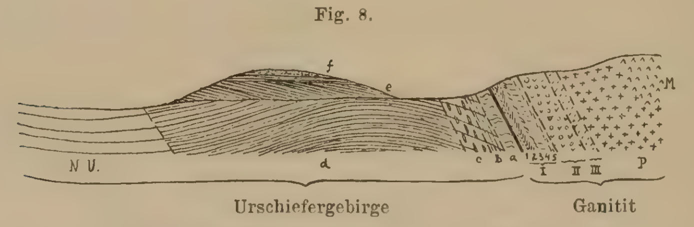
[2]) Alle Analysen wurden im Laboratorium des Herrn Prof. K. Preis in Prag ausgeführt, die erste von Herrn Em. Kubricht.

sonderlich beeinflusst worden ist, während beim Schiefer das gerade Gegentheil gefunden wurde. Das Ergussgestein erweist sich in jeder Hinsicht activ. Bei ihm selbst findet eine Stoffaufnahme nicht statt.

Ob dieses Ergebniss allgemeinere Giltigkeit beanspruchen kann, ist zwar wahrscheinlich, lässt sich aber so lange nicht bestimmen, als nicht eingehendere Beschreibungen der contactmetamorphischen Erscheinungen an Graniten in anderen Gebieten werden bekannt gemacht worden sein. Soviel ich weiss, bespricht nur G. W. Hawes[1]) genauer den veränderten Albanygranit, an welchen er aber nur eine, resp. zwei Theilzonen unterscheidet, nämlich die Grenzzone zwischen Granit und krystallinem Schiefer, welche als gemischte Zone, bestehend aus Granit mit zahlreichen Schiefereinschlüssen, charakterisirt wird, und dann die Granitporphyrzone (mit Biotit), die in normalen Granit (mit Hornblende) übergeht. Beide zusammen haben eine Mächtigkeit von 15 Fuss.

Am Schlusse dieses Abschnittes dürfte es sich empfehlen, sämmtliche Contacterscheinungen, wie sie am Schiefer und am Granitit in der Contactzone von Řičan in beiderseits gegen die Berührungsflächen zunehmender Intensität auftreten, übersichtlich darzustellen. Die wagrechte Linie soll die Berührungsfläche des geschichteten und massigen

Fig. 8.



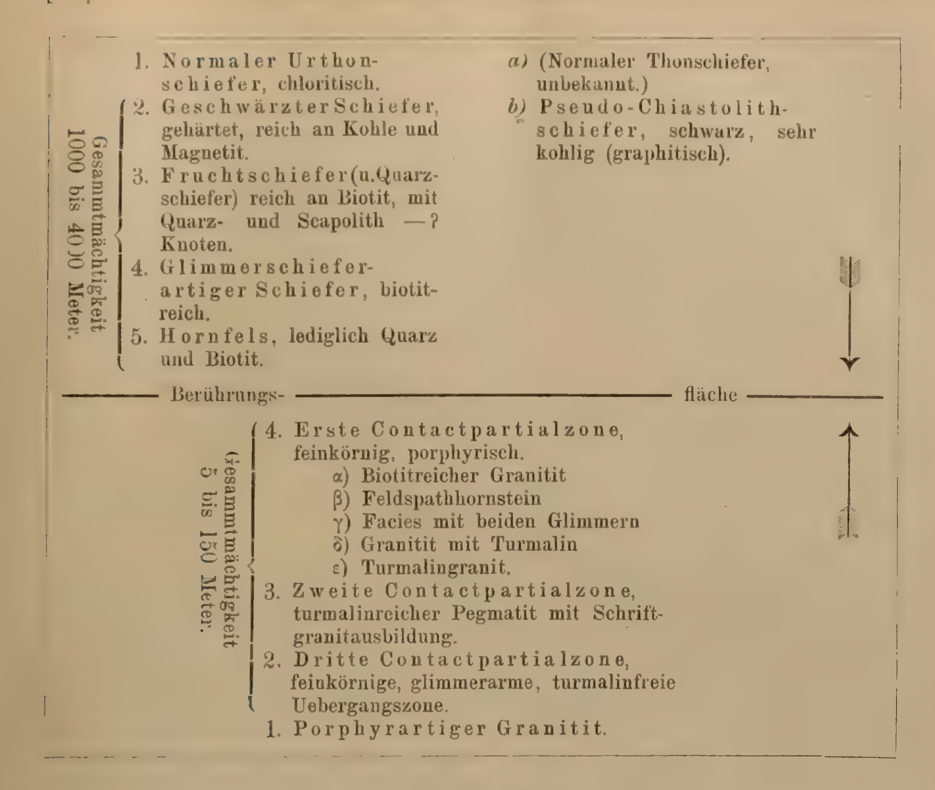
Ideales Profil durch die Contactzone bei Řičan.

N. U. = normaler Urthonschiefer, *d* = geschwärzter Urthonschiefer, *c* = Fruchtschiefer, *b* = glimmerschieferartiger Schiefer, *a* = Hornfels, *e* = Pseudochiastolithschiefer, *f* = Quarzit und Plattenschiefer von Wschestar, *M* = mittelkörniger Granitit, *P* = porphyrartiger Granitit, *III* = dritte Contactpartialzone, *II* = zweite Contactpartialzone, *I* = erste Contactpartialzone (mit 5 Facies).

Gesteines andeuten. Von ihr hinauf nimmt die Intensität der erlittenen Veränderungen am Schiefer ab, ebenso beim Granitit von ihr nach unten. Im Uebrigen ist das Diagramm ohne weitere Erklärung leicht verständlich.

---

[1]) Amer. Journ. of science. 1881, XXI, pag. 21—33.



8. Tektonik.

Unser Kärtchen umfasst ein zwar von Nordwest gegen Südost verhältnissmässig schnell aufsteigendes, aber sonst von keinen besonderen Lagerungsstörungen heimgesuchtes Gebiet. Die Oberflächenbeschaffenheit desselben steht in vollkommenem Einklang mit dem geologischen Bau: im Osten kuppenreich, ist sie im Westen ziemlich eintönig, wie überhaupt die eines sanftwelligen Plateaus.

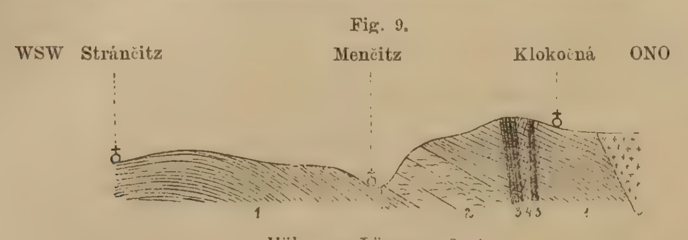
Doch selbst in diesem Theile ist der geologische Aufbau nicht ohne Störungen abgelaufen, wie einige Spaltenbildungen, Schichtenbrüche und Verschiebungen beweisen, die dem Gebiete immerhin einiges tektonisches Interesse verleihen.

Das ganze Terrain stellt sich heraus als in zwei Richtungen zusammengeschoben, nämlich erstens in nordwestlicher Richtung, welche Wellenwerfung allenfalls durch einen, mit dem Empordringen der Granitmassen zusammenhängenden Druck bewirkt wurde. Demzufolge haben die Wellenrücken sämmtlich ein mehr oder weniger nordöstliches Streichen. Und zweitens in nordöstlicher Richtung, verursacht durch einen Druck, der die Lagerung nach nordwestlich verlaufenden Klüften verschoben und gestört hat. Der erstere Druck hat auch im Silur und Devon Mittelböhmens gewaltige Dislocationen verursacht und fällt somit entschieden in einen mindestens spätdevonischen Zeitabschnitt. Der zweite tangentiale Druck ist jünger, da er in dem, schon in ersterer Weise gestörten, Terrain Verschiebungen

nach neuen Bruchlinien hervorgebracht hat. In welcher geologischen Epoche dieser Nordostdruck wirksam war, lässt sich in unserem Gebiete wegen Mangel an einer Bedeckung mit jüngeren Schichtensystemen allerdings nicht bestimmen.

Dem nordwestlichen Druck verdanken ihre Entstehung alle die Wellenzüge, die das Terrain in nordöstlicher Richtung durchstreichen, so namentlich, vom südöstlichen Kartenrande beginnend, der Menčitz-

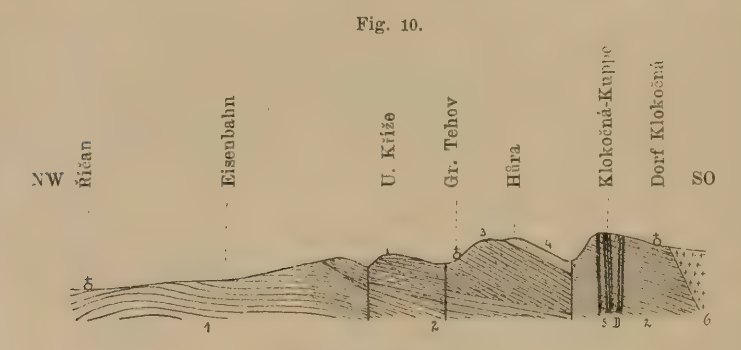
Fig. 9.



Höhe zur Länge = 3 : 1.
1. Metamorphos. Urthonschiefer, 2. metamorphos. Conglomerat, 3. Diorit, 4. Bandschiefer, 5. Granitit.

Klokočnáer Höhenrücken, der Tehov-Wschestarer Berg, dann näher gegen Řičan der schmale Bergrücken bei Tehov „u kříže“ und „na uhliři“, über welchen Wege nach Řičan führen, weiter der Hügelzug des Řičaner Waldes, der an Swětitz vorbei gegen Předboř verfolgt werden kann und weiter gegen Westen einige flache Erhöhungen, z. B. zwischen Kuři und Modletitz oder zwischen Křenitz und Nedvězi. Dieser selbige Druck hat die Klüfte entstehen lassen, welche den dioritischen und porphyrischen Gesteinen unseres Gebietes hervorzudringen gestatteten

Fig. 10.

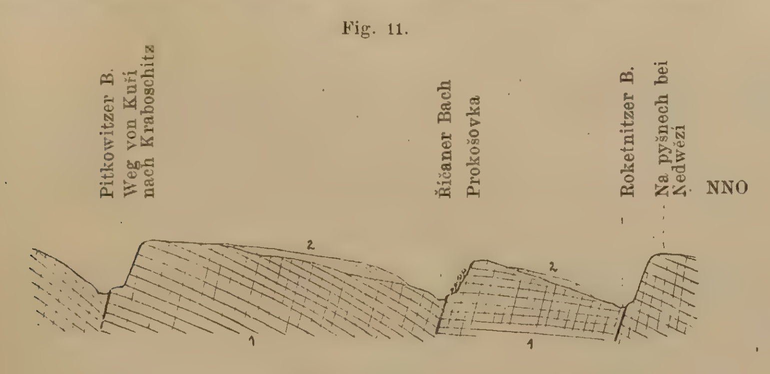


Höhe zur Länge = 3 : 1.
1. Normaler Urthonschiefer. 2. geschwärzter und weiter metamorphos. Urthonschiefer, 3. Pseudochiastolithschiefer, 4. Quarzit mit Plattenschiefer, 5. Band- und Quarzschiefer, *D* Diorit, 6. Granitit.

und er beeinflusst auch in erster Reihe die allgemeine Lagerung. Das Thal, welches das Menčitzer Bächlein durchfliesst, die Mulde, in welcher das Dorf Gross-Tehov liegt, das enge Thal zwischen dem Řičaner Wald und der Anhöhe „u kříže“ und mehrere andere, sowie die entsprechenden, auf dem Profil ersichtlichen Schichtenbrüche bei Tehov, ja in gewissem Sinne auch die Granitgrenze selbst, gehören diesem Kluftsystem an.

Deutlichere Spuren seiner Wirkung, obwohl von geringem geologischen Belang, hat der jüngere Nordostdruck in unserem Gebiete hinterlassen. Denn den von ihm versuchten Schichtenbrüchen entsprechen die jetzt dem Auge am meisten auffallenden Terrainfurchen, nämlich die, wenigstens im mittleren Theile der Karte, nicht selten schluchtartigen Thäler, die von den in der topographischen Uebersicht genannten Wasserläufen eingenommen werden. Bezeichnend ist, dass immer der südliche Flügel an der Bruchfläche gegen den nördlichen, welcher steil ansteht, abgefallen ist, wie es folgendes Profil veranschaulicht.

Fig. 11.



Höhe zur Länge = 10 : 1.
1. Urthonschiefer, transversal geschichtet, 2. Lehm.

Diese Andeutungen über die Tektonik des Gebietes um Říčan mögen genügen. Zu eingehenderer Besprechung bietet das Terrain keine Veranlassung, umsoweniger, als Einzelnheiten, die hier etwa zur Sprache gebracht werden könnten, aus den Angaben in der vorstehenden geologischen Beschreibung leicht abzuleiten sind.

Erklärung der Tafeln.

Tafel III.

Fig. 1. Normaler Urthonschiefer von Říčan, parallel zur Schichtfläche. 80mal vergrössert. In der chloritisch-quarzigen Grundmasse liegen Quarzkörner, Magnetit und kohlige Partikel.

Fig. 2. Wetzsteinschiefer von Čestlitz, beinahe senkrecht zur Schichtfläche. 80mal vergrössert. Quarzreiche helle Streifen sondern sich von kohligeren dunkleren deutlich ab. Das Präparat wird von Quarzadern durchzogen.

Fig. 3. Fruchtschiefer von Swětitz, parallel zur Schieferungsfläche. Vergrösserung 50mal. Grössere Biotitlappen und angehäufte Schuppen bilden einen dunkleren Hof um den ellipsoidischen helleren Kern. Dieser enthält in der dargestellten Partie ausserordentlich viel Muscovitleisten neben Biotit, Quarz, Scapolith?, Magnetit und Kohle.

Fig. 4. Glimmerschieferartiger Schiefer von Straschin, parallel zur Schieferungsfläche. Eine ausgewählte, an kohliger Substanz nicht zu reiche Partie, 80mal vergrössert. Quarz und Biotit dominiren, daneben etwas Muscovit, einige stark lichtbrechende Mineralsäulchen, Magnetit und viel Kohle.

Fig. 5. Hornfels aus dem Straschiner Steinbruche. Vergrösserung 50mal. Quarz und verschiedenfarbiger Biotit.

Fig. 6. Metamorphosirtes Quarzconglomerat, Quarzhornfels von Swětitz, 60mal vergrössert. Quarz, Hornblende in Büscheln, Biotit, Magnetit, wenig kohlige Substanz.

Tafel IV.

Fig. 1. Geschwärzter Schiefer vom „Holý vrch", NO. von Říčan. Vergrösserung 10mal. Ein Gitter von Quarzadern.

Fig. 2. Pseudo-Chiastolithschiefer von Tehov, 50fache Vergrösserung. In der graphitreichen Grundmasse liegen Längs- und Querschnitte des Pseudo-Chiastolithes.

Fig. 3. Feinkörniger Granitit aus dem Straschiner Steinbruche. Erste Contactpartialzone. 40mal vergrössert. Quarz, viel Biotit, Orthoklas, Plagioklas, Apatit. (Das Gestein war etwas verwittert.)

Fig. 4. Granitit mit Turmalin vom Wege Straschin-Patzdorf. Dieselbe Contactpartialzone. 40fache Vergrösserung. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Turmalin im Quarz eingelagert.

Fig. 5. Turmalingranit von Tehov. Dieselbe Contactzone. 80fache Vergrösserung. Quarz, Feldspath, Turmalin, Biotit, Magnetit, kohlige Substanz.

Fig. 6. Mittelkörniger Granitit von Žernovka. 40mal vergrössert. Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit, Apatit, feine Turmalinnadeln.

Der zweite Wassereinbruch in Teplitz-Ossegg.

Von **D. Stur.**

Mit Taf. V, VI, VII und 14 Zinkotypien im Texte.

In den nachfolgenden Zeilen reproducire ich ein am 5. Mai 1888 fertiggebrachtes Gutachten, welches ich im Auftrage des hohen k. k. Ackerbauministeriums und des hohen k. k. Ministeriums für Cultus und Unterricht als Regierungs-Sachverständiger in der Angelegenheit des zweiten Wassereinbruches in Teplitz-Ossegg dem löblichen k. k. Revier-Bergamte in Brüx übergeben habe. Eine diesem Gutachten angefügte Erklärung des Herrn Prof. Dr. Gustav C. Laube in Prag besagt, dass er sich dem von mir abgefassten und eigenhändig auf 65 Seiten niedergeschriebenen Gutachten, sowie der hieraus abgeleiteten Beantwortung der von der löblichen k. k. Bergbehörde sowohl, als den Herren Quellenbesitzern und Bergwerksbesitzern ihrerseits gestellten Fragen vollständig und rückhaltslos anschliesst und dasselbe wie ein von ihm selbst abgefasstes und gegebenes zu vertreten bereit ist.

Zur Reproduction dieses Gutachtens nöthigen mich zwei Umstände. Erstens wurde das von mir klar und deutlich geschriebene Gutachten im Drange der Geschäfte so schlecht copirt, dass hierüber nur eine Stimme herrschte und das Bedauern allgemein ausgesprochen wurde: dass man aus der Copie in vielen Fällen gerade das Gegentheil von dem herauslesen kann, was das Originale besagt. Zweitens enthält aber das Gutachten eine Menge wichtiger geologischer Daten, die eigentlich schon während der Hilfsaction nach dem ersten Wassereinbruche in Teplitz-Ossegg in den Jahren 1879—1882 bekannt geworden waren, die aber erst nach der zweiten Katastrophe protokollarisch zur Kenntnissnahme gebracht wurden. Die, diese Daten enthaltenden Berichte, die eine kurzgefasste Geschichte der ersten Katastrophe und ihrer Folgen enthalten, bringe ich in dieser Reproduction als Beilagen I—IV zum Abdrucke mit der wohlgemeinten Absicht, dass diese Berichte in ihrer ursprünglichen Fassung den Männern der Wissenschaft, die sich dafür interessiren, benützbar gemacht werden sollen.

Dagegen halte ich dafür, die gestellten Fragen und deren Beantwortung hier nicht mittheilen zu sollen. Die Antworten sind ja

eigentlich doch nur für die entscheidenden behördlichen Organe geschrieben und verfasst worden.

Die möglichst richtige Beantwortung der den in der Angelegenheit des zweiten Wassereinbruches in Teplitz-Ossegg fungirenden Sachverständigen vorgelegten Fragen erheischt es, dass vor Allem die einschlägigen geologischen Daten in Erwägung gezogen werden.

Zur Zeit der ersten Katastrophe im Jahre 1879 haben die vollbrachten Thatsachen: Der Verlust der Quellen und die hohe Gefahr für die Bergbaue so sehr erschreckend gewirkt auf alle Individuen, die es betraf, blieb so wenig Zeit zur ruhigen Ueberlegung und Erwägung der Mittel, die da angewendet werden sollten, dass es wohl als ein Glück aufgefasst werden muss, dass die Katastrophe den bekannten Verlauf genommen hat, und das Endresultat der allseitig entwickelten Thätigkeit ein nahezu allseitig Befriedigendes genannt werden konnte.

Die zweite Katastrophe vom 28. Februar 1887 traf die Gemüther nicht mehr so ganz unvorbereitet. Man hatte die erste Katastrophe vor Kurzem erst durchgelebt, gesehen, was erreichbar war — und ich selbst hörte jüngst von den Betheiligten den Ausspruch, dass ein drittes Mal eine solche Katastrophe keine besonderen Spuren von Interesse, namentlich in den Tagblättern nachzuweisen haben wird.

Was man im Jahre 1879 kaum glauben und einsehen konnte, dass eine so beglückende Gabe der Natur, wie es heilsame Thermalquellen thatsächlich sind, durch den Bergbau vernichtet oder auch nur vorübergehend alterirt werden könnte, das ist heute als eine unumstössliche Wahrheit festgestellt.

Alle die Grübeleien über das ob und wie das vor sich ging, bleiben heute weg und die Zeit kann in ruhiger Erwägung der Mittel und Wege, die zum Ziele, der abermaligen Gewältigung der Folgen der Katastrophe führen sollen, besser ausgenützt werden, auch jene Daten noch herbeizuziehen, die das erste Mal im Drange des Unglückes keine Berücksichtigung finden konnten.

Es ist durchaus nicht nöthig, bei dieser Gelegenheit alle die Daten über die geologische Beschaffenheit des nördlichen Böhmen zu wiederholen.

Wer sich in dieser Richtung vollständig orientiren will, der mag die älteren Ausführungen der Geologen der k. k. geologischen Reichsanstalt, und jener böhmischen Geologen, die auf diese Ausführungen gestützt, in neuerer Zeit weiter gearbeitet haben, studiren.

Diese Ausführungen sind nicht nur sehr reichlich und dem heutigen Standpunkte unseres Wissens entsprechend, wie namentlich die im Auftrage der Landesdurchforschung von Böhmen durchgeführten und in dem betreffenden Archiv publicirten Arbeiten meines hochverehrten Freundes Prof. Dr. Gustav C. Laube über die Geologie des böhmischen Erzgebirges (I u. II); es ist sogar auch dafür gesorgt, dass man nur ein elegant ausgestattetes Büchlein in die Hand zu nehmen braucht: „Geologische Excursionen im böhmischen Thermalgebiete von Dr. G. C. Laube“, um selbstständig, in der Natur wandelnd, sich über

die Verhältnisse des Erzgebirges und der südlich daran stossenden prachtvollen Landschaft, die nöthige Belehrung zu holen.

Hier sollen nur jene Daten und Verhältnisse berührt oder auch ausführlicher besprochen werden, die geeignet sind, die Erscheinungen, die bei der Katastrophe sich bemerkbar machten, zu beleuchten und die richtige Auffassung derselben zu ermöglichen.

Literatur über Teplitz-Schönau.

Berthold, F. Dr. med. Teplitz-Schönau. Illustrirte Bäder. Leipzig & Meissen, O. Fr. Goedsche, s. a., 8⁰. IV—165 S. mit 17 Taf.

Enthält: *a)* Das Stadtbad zu Teplitz. IV—28 S. mit 4 Taf. *b)* Das Schlangenbad zu Schönau. 30 S. mit 2 Taf. *c)* Das Neubad in Schönau. 23 S. mit 3 Taf. *d)* Das Herrenhaus und die Quellen des Frauenbrunnengartens in Teplitz. 23 S. mit 5 Taf. *e)* Das Steinbad nebst dem Stefansbade und Sandbade. 26 S. mit 1 Taf. *f)* Das Fürstenbad und Gürtlerbad zu Teplitz. 19 S. mit 1 Taf. *g)* Das Teplitzer Moorbad. 16 S. mit 1 Taf.

(Dux-Teplitz.) Plan der inundirten Kohlenwerke: Döllinger, Fortschritt, Nelson, Victorin und Gisela. 1 Blatt. Fol. Maassstab 1 : 10.000. (Beilage zum Teplitz-Schönauer Anzeiger.)

(Dux-Teplitz.) Wasserstände während der Inundation 1879—1882 und 1887—1888. 1 Blatt. Fol.

Friedenthal, L. Dr. med. Der Curort Teplitz-Schönau in Böhmen; topographisch und medicinisch dargestellt. Wien, A. Hölder, 1877, 8⁰. IV—190 S.

Hauer, Franz v. Ueber die Katastrophen in Teplitz und Dux. (Verh. der k. k. geolog. R.-A. 1879, pag. 96.)

Heller, K. Dr. med. Teplitz-Schönau, vorwiegend medicinisch, zugleich geschichtlich und topographisch abgehandelt. Teplitz, E. Pörzler, 1880, 8⁰. VII—208 S.

Jokély, J. Das Erzgebirge im Leitmeritzer Kreise in Böhmen. (Separat. aus: Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. IX. Jahrg. 1858. IV. Vierteljahr.) Wien, typ. Staatsdruckerei, 1858, 8⁰. 27 S. (549—575) mit 1 geognost. Uebersichtskarte (Taf. VI).

Karrer, F. Der Boden der böhmischen Bäder. Vortrag. Wien, Verein zur Verbreitung naturw. Kenntnisse, 1879, 8⁰. 39 S.

Kittl, E. Ueber die Mineralquellen Nordböhmens. (Verh. der k. k. geolog. R.-A. 1881, pag. 148.)

K—a. Das Auspumpen der Duxer Schächte und die montanistische Aufnahme des Teplitz-Duxer Bergbaudistrictes. (In: Beilage zur „Bohemia". Jahrg. 1879, Nr. 266, pag. 2.)

Kratzmann, E. Dr. med. Geschichte der Teplitzer Thermen. Teplitz, A. Copek, 1862, 8⁰. 78 S.

Labat, A. Dr. med. Étude sur la station et les eaux de Teplitz (Bohême). (Separat. aus: Annales de la Société d'hydrologie médicale de Paris. Tom. XVI.) Paris, Germer Baillière, 1870, 8⁰. 47 S.

Laube, G. C. Dr. Skizze der geologischen Verhältnisse des Mineralwassergebietes Böhmens. (Separat. aus: Kisch, Bäder Böhmens.) Wien, typ. Hirschfeld, 1878, 8⁰. 46 S.

Laube, G. C. Dr. Die Katastrophe von Dux und ihr Zusammenhang mit dem Ausbleiben der Stadtbadquelle in Teplitz. 1879. („Bohemia", Nr. 56.)

Laube, G. C. Dr. Notiz über das Vorkommen von Anthracit an der Grenze des erzgebirgischen Porphyrs bei Niklasberg. (Verh. d. k. k. geolog. R.-A. 1883, pag. 249.)

Laube, G. C. Dr. Geologische Excursionen im Thermalgebiet des nordwestlichen Böhmens, Teplitz, Carlsbad, Eger-Franzensbad, Marienbad. Leipzig, Veit & Comp., 1884, 8⁰. 170 S. mit 2 Taf. geolog. Profile.

Laube, G. C. Dr. Geologie des böhmischen Erzgebirges. II. Theil. Geologie des östlichen Erzgebirges oder des Gebirges zwischen Joachimsthal-Gottesgab und der Elbe. (Aus: Archiv der naturwissensch. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. VI, Nr. 4; geologische Abtheilung.) Prag, Fr. Řivnáč, 1887, 4⁰. XIII—259 S. mit 6 Landschaftsbildern, 7 geolog. Durchschnitten und 5 Abbildungen im Text.

Lhotský, J. Der Wassereinbruch am Döllingerschachte bei Dux. (Separat. aus: Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. XXVII. Jahrg. 1879.) Wien, typ. G. Gistel & Comp., 1879, 8⁰. 16 S.

(Montanistischer Club für die Bergreviere Teplitz, Brüx und Komotau.) Der Wassereinbruch im Victorin-Schachte bei Ossegg. (Separat. aus: Oesterreich. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. XXXVI. Jahrg. 1888, Nr. 1, pag. 1—5.) Wien, typ. G. Gistel & Comp., 1888. 8°. 15 S. mit 1 Taf. (1). — Ist beigeheftet in „Pošepný, F: Einige die Wassereinbrüche in die Duxer Kohlenbergbaue betreffende geologische Beobachtungen.“

Naaff, A. A. Die Dux-Teplitzer Gruben- und Quellen-Katastrophe vom Jahre 1879. Auf Grund verlässlicher Quellen dargestellt. Leipzig, G. Knapp (E. Nowak), 1879, 8°. 180 S. mit 3 Taf. Profile.

Poech, W. Die hydraulischen Vorgänge in den Spalten des Teplitz-Erzgebirgischen Porphyrs. Mit einer graphischen Darstellung der Wasserstände von 1879 bis 1888. Wird noch fortgesetzt. (Artikel in: Oesterreich Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. XXXVI. Jahrg. 1888, Nr. 29, pag. 375—378, Taf. XIII.)

Pošepný, F. Einige die Wassereinbrüche in die Duxer Kohlenbergbaue betreffende geologische Beobachtungen. (Separat. aus: Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, XXXVI. Jahrg. 1888, Nr. 4, pag. 39—43.) Wien, typ. G. Gistel & Comp., 1888, 8°. 31 S.

Reuss, F. A. Dr. Taschenbuch für die Badegäste von Teplitz. Eine vollständige Beschreibung dieses Heilortes und seiner Umgebungen in topographischer, pittoresker, geschichtlicher, geognostischer und medicinischer Hinsicht. Schlan, typ. Geržabek, s. a. 8°. 126 S. mit 2 Taf.

Reuss, A. E. Dr. med. Geognostische Skizzen aus Böhmen. Prag, 1840—1844, 8°. 2 Bde.

Enthält: Bd. I Die Umgebungen von Teplitz und Bilin in Beziehung auf ihre geognostischen Verhältnisse. Ein Beitrag zur Physiographie des böhmischen Mittelgebirges. Prag, 1840. XX—298 S. mit 1 geognost. Karte und 9 Taf.

Bd. II Die Kreidegebilde des westlichen Böhmens; ein monographischer Versuch. Nebst Bemerkungen über die Braunkohlenlager jenseits der Elbe und eine Uebersicht der fossilen Fischreste Böhmens. Prag, 1844. VI—304 S. mit 3 Taf.

Reuss, A. E. Dr. med. Die Thermen von Teplitz. Zweite umgearbeitete Auflage. Prag, typ. C. W. Medan & Comp., 1844, 8°. IV—282 S.

Reuss, A. E. Prof. Dr. *a)* Geognostische Skizze der Umgebungen von Carlsbad, Marienbad und Franzensbad. (67 S. mit dem Porträte des Autors und einem geognostischen Plane von Teplitz-Schönau.) *b)* Die Gegend zwischen Komotau, Saaz, Raudnitz und Tetschen in ihren geognostischen Verhältnissen. (72 S.) Prag und Carlsbad, H. Dominicus, 1863, 8°.

Reyer, E. Ueber die erzführenden Tieferuptionen von Zinnwald-Altenberg und über den Zinnbergbau in diesem Gebiete. (Separat. aus: Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. XXIX. Bd. 1879. Hft. I.) Wien, A. Hölder, 1879, 8°. 60 S. (1—60) mit 3 Holzschnitten im Text und 5 Taf.

Schmelkes, G. Dr. med. Teplitz und seine Mineralquellen mit besonderer Rücksicht auf ihren Werth als Heilmittel. Dresden und Leipzig, Arnold, 1841, 8°. IX—338 S.

(Schwenke, Ch. G. Dr. med.) Dr. J. F. Zittmann's Praktische Anmerkungen von den Teplitzer Bädern, dem böhmischen Bitter- und Biliner Wasser. Neue Auflage. Nebst dem Bericht einer merkwürdigen Begebenheit dieser Bäder, d. 1. Nov. 1755 aufgesetzt von Dr. Ch. G. Schwenke. Dresden und Leipzig, 1756, 8°. Vide: Zittmann, J. F.

Siegmund, A. Die Verdämmung des Wassereinbruches im Döllinger Grubenfelde (In: Zeitschrift des österreichisch. Ingenieur- und Architekten-Vereins. XXXIV. Jahrg. 1882, Hft. IV, pag. 69—74 mit 2 Taf. [29 und 30]).

Siegmund, A. Die jüngste Osseger Gruben-Katastrophe 1888. (Separat. aus: Wochenschrift des österreich. Ingenieur- und Architekten-Vereines. Jahrg. XIII, Nr. 7, pag. 58—60 und 67—70.) Wien, typ. R. Spies & Comp. 1888, 4°. 7 S. mit 1 Holzschnitt im Texte.

(Siegmund, A.) Antrag der Abgeordneten Siegmund und Genossen wegen Abänderung des Gesetzes vom 9. Februar 1882, R.-G.-Bl. Nr. 17, wodurch die Städte Teplitz und Schönau aus den im §. 6 des obigen Gesetzes angeführten Verzeichnisse A. ausgeschieden werden. (Zeitungsartikel in: Teplitz-Schönauer Anzeiger v. 21. März 1888, pag. 1—2.)

Stur, D. Studien über die Altersverhältnisse der nordböhmischen Braunkohlenbildung. (Separat. aus: Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. XXIX. Bd. 1879. Hft. I.) Wien, typ. Staatsdruckerei, 1879, 8°. 28 S. (137—164) mit 3 Profilen im Texte.

Stur, D. Promemoria über geologische Verhältnisse des Curortes Gleichenberg. Graz, Gleichenberger und Johannisbrunnen-Actien-Verein, 1884, 8°. 34 S. mit 1 Taf. Profilzeichnungen.
Suess, E. Prof. Dr. Die Heilquellen Böhmens. 1879, Wien.
Suess, E. Prof. Dr. Gutachten an die Quellen-Commission der Stadt Teplitz. Vide: W. Zsigmondy: Denkschrift über die Thermen von Teplitz in Böhmen, verfasst für die Stadtvertretung der Stadt Teplitz. Budapest 1879. pag. 3—6.
(Teplitz-Schönau.) Zur Quellenkatastrophe. Von einem Stadtverordneten. (In: Teplitz-Schönauer Anzeiger. Jahrg. 1879, Nr. 38, pag. 3.)
(Teplitz-Schönau.) Plan von Teplitz und Schönau mit erläuterndem Text. (Extra-Beilage zur Cur-Liste von Teplitz und Schönau.) Teplitz, C. J. Boesdorf, s. a., 1 Blatt Fol.
(Teplitz.) Errichtung einer Central-Wasserhebungs-Anlage in Teplitz. Von einem Fachmanne. (Zeitungsartikel in: Neue Freie Presse v. 21. December 1887, Nr. 8377; 3 Spalten.)
(Teplitz.) Die Errichtung einer Central-Wasserhebungs-Anlage in Teplitz. Zuschrift an die Deutsche Zeitung. (Zeitungsartikel in: Deutsche Zeitung v. 12. Jänner 1888, Nr. 5759, pag. 7—8.)
Wolf, H. Bericht über die Wasserverhältnisse der Umgebung der Stadt Teplitz, zum Zwecke einer entsprechenden Wasserversorgung von Teplitz. (Separat. aus: Jahrbuch der k. k. geolog. R.-A. XV. Bd. 1865, Hft. IV.) Wien, typ. Staatsdruckerei, 1865, 8°. 22 S. (403—424) mit 1 geolog. Karte und 1 geolog. Profil.
Wolf, H. Zur Quellenfrage. (In: Töplitz-Schönauer Anzeiger. Jahrg. 1879, Nr. 45, pag. 9.)
Wolf, H. Ueber die Katastrophe im Döllinger Schachte, sowie deren Ursachen und ihre Folgen. Teplitz, typ. C. Weigand, 1878, 4°. 4 S. mit 2 Figuren im Texte.
Wolf, H. Die Teplitz-Ossegger Wasserkatastrophe im Februar 1879. (Separat. aus: Wochenschrift des österr. Ingenieur- und Architekten-Vereines. 1879.) Wien, typ. R. v. Waldheim. 1879. 8°. 16 S.
Wolf, H. Teplitz und Schönau. Geologische Karte. Prag, Helm, s. a. 1 Blatt Fol.
Wolf, H. Begleitworte zur geologischen Gruben-Revierkarte des Kohlenbeckens von Teplitz-Dux-Brüx. Wien, A. Hölder, 1880, 8°. 19 S.
Zechner, F. Die Entwässerungsarbeiten auf den inundirten Dux-Ossegger Kohlenwerken und die Arbeiten zur Sicherung der Teplitzer Thermen. (Separat. aus: Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen. XXIX. Jahrg. 1881, Nr. 17, 18, 19, pag. 227—230; 233—240; 252—255.) Wien, typ. G. Gistel & Comp., 1881, 8°. 40 S. mit 2 Taf. (VII—VIII).
Zsigmondy, W. Denkschrift über die Thermen von Teplitz in Böhmen. Verfasst für die Stadtvertretung der Stadt Teplitz. Budapest, Gebrüder Légrády, 1879, 8°. 26 S. mit 1 Profiltafel.
Zittmann, J. F. Dr. med. Praktische Anmerkungen von den Teplitzer Bädern, dem böhmischen Bitter- und Biliner Wasser. Neue Auflage. Nebst dem Bericht einer merkwürdigen Begebenheit dieser Bäder, d. 1. November 1755 aufgesetzt von Dr. Ch. G. Schwenke. Dresden und Leipzig, M. Gröll, 1756, 8°. 95 S.

Dem k. k. Revier-Bergamte in Brüx, in Angelegenheit des zweiten Wassereinbruches in Teplitz-Ossegg abgegebene Gutachten.

Pata A. und Ulrich J. Bergmännisches Gutachten (lithographirt).
Piskaček, L., k. k. Baurath. Gutachten über den Zusammenhang der Teplitz-Schönauer Thermen mit dem Grundwasser-Reservoir, beziehungsweise den Dux-Ossegger Kohlengruben (lithographirt).
Ržiha, Fr. Ritter v. Gutachten in Sachen des am 28. November 1887 erfolgten Wassereinbruches auf der Victorin-Zeche bei Ossegg und der dadurch hervorgerufenen neuerlichen Alterirung der Teplitz-Schönauer Thermen. Wien 1888. Als Manuscript gedruckt. Im Selbstverlage des Verfassers. Druck von R. Spies & Comp. in Wien.
Steiner, Friedrich, dipl. Ingenieur und o. ö. Prof. Gutachten betreffend die Fragen bei der Commission am 5. April 1888 in Angelegenheit der Beziehungen des Bergbaues im Dux-Osseger Revier zu den Teplitzer Thermen. Prag 1888, k. k. Hofdruckerei A. Haase, Prag. Selbstverlag. Sammt Nachtrag.

Stelzner, Alfred W. Dr. Prof., königl. Bergrath. Beantwortung der den Wassereinbruch auf der Victorin-Zeche bei Ossegg und seinen Zusammenhang mit den Teplitz-Schönauer Thermen betreffenden Fragen. Freiberg i. S. 1888, Buchdruckerei Ernst Maukisch. Freiberg in S.

Waagen, W. Dr. Prof. Gutachten in Angelegenheiten der Teplitzer Quellkatastrophen. Sammt Nachtrag (lithographirt).

Boden.

Das älteste Gestein, welches in der Umgebung von Teplitz-Ossegg als gebirgsbildend auftritt, ist der Gneiss.

Der Gneiss bildet nicht nur den grössten Theil des Kernes des Erzgebirges; derselbe ist auch südlich von der Senkungslinie des Erzgebirges, also in der flacheren Niederung vorhanden, und bildet auch die unmittelbare Basis des Mittelgebirges. — Ziemlich ausgedehnte Terrainstücke werden in der Umgegend von Bilin vom Gneisse gebildet. Ebenso auffallend tritt der Gneiss an der Elbe unterhalb nördlich von Lobositz zu Tage an beiden Ufern des Flusses und bei Woparn.

Zwischen diesen beiden Vorkommnissen des Gneisses und der Senkungslinie des Erzgebirges sind Aufschlüsse über das Vorhandensein des Gneisses tief unter den Gebilden des Mittelgebirges und der Braunkohlenablagerung sehr spärlich, aber hinreichend, um dessen Vorkommen nachzuweisen.

Zunächst an Woparn geben unsere Karten den Gneiss bei Mileschau an; dann im Westen des Webeschaner Berges; an beiden Orten lagern unmittelbar über dem Gneisse, mit Ausschluss jeder Zwischenstufe, die Kreidegebilde.

Dass der Gneiss auch unter den Braunkohlengebilden den Untergrund bildet, beweisen am besten zwei Bohrlöcher des Fortschrittschacht-Kohlenfeldes. Herrn Director Klönne dortselbst verdanke ich den Nachweis, dass diese Bohrlöcher unter den Braunkohlen, nachdem sie den darunter lagernden Pläner durchgestossen haben, den Gneiss erreichten.

Im Erzgebirge erreicht der Gneiss die Seehöhe von 7—800 Meter S. H. Im südlich anstossenden Flachlande und Mittelgebirge lagert der Gneiss in Meereshöhen von 206—291 Meter.

Diese Thatsache wird durch die Annahme der Senkungslinie des Erzgebirges sehr plausibel erklärt; nördlich von dieser Senkungslinie blieb der Gneiss auf der ursprünglichen Höhe stehen, während der Theil südlich der Senkungslinie in die Tiefe sank.

Der unverwitterte Gneiss ist im Grossen und Ganzen für das Wasser impermeabel; wenigstens legt er der Durchdringung des Wassers die möglichst grössten Schwierigkeiten entgegen.

Selbst verwitterter Gneiss ist für das Wasser sehr schwer durchlässig, wie man dies sehr eingehend bei Bilin in neuester Zeit studirt hat; wo selbst unter durchnässten, ganz trockene Stellen im Gneisse entblösst wurden und das Wasser nur in Gängen und Klüften sich Bahn brechen kann.

Längs der Erzgebirgsspalte, also im Anstiege auf das Erzgebirge, findet sich der Gneiss in einem sehr zerrütteten Zustande. Dieser Zustand ist leicht erklärlich durch das Ereigniss der Rutschung der südlich

an die Senkungslinie grenzenden Gneissscholle, die in die Tiefe sank. Theils in Folge der Reibung der sinkenden, an der unverändert stehen gebliebenen Scholle, theils aber auch in Folge der Blosslegung der Wände des Gesteins der Erzgebirgsspalte, das frei in die Luft aufragend ohne jeglicher Stütze zu schwer wurde und in grösseren und kleineren Partien nachsank, dabei die verschiedenste Schichtenstellung annahm, erscheint der Gneiss hier (Klostergrab) sehr zerklüftet und offen für das Eindringen des Wassers in die Masse desselben, in Folge davon auch sehr verwittert.

Aus meiner Erfahrung kenne ich das krystallinische, also auch Gneissgebirge als arm an grossen Quellen.

Jeder Graben solcher Gebirge liefert im Frühjahre sein rieselndes Bächlein, das in trockener Jahreszeit versiegt oder mindestens wasserärmer wird.

An allen mir bekannten Stellen, wo namentlich bei Eisenbahnbauten, auf Wasserscheiden, Brunnwasser benöthigt wurde, lieferte das feste krystallinische Gestein keinen Tropfen Wasser, ausser an Klüften, durch welche das oberflächliche Sickerwasser in den Brunnen von oben herab einrieseln konnte. Nur mittelst Teichen, die das Meteorwasser des ganzen Jahres aufsammeln, sieht man auf Wasserscheiden die Beschaffung von Wasser vor sich gehen. Bestehende Klüfte im Gneisse werden sehr leicht undurchlässig gemacht in Folge der Infiltration des Caolins, des gewöhnlichen Zersetzungsproductes krystallinischer Gesteine.

Die Stadt Sct. Louis in den vereinigten Staaten von Amerika hatte seit 1854 den tiefsten bestehenden artesischen Brunnen. Er lieferte jedoch Wasser (höchstwahrscheinlich aus einem Erzgange), das wegen seines Schwefelgehaltes sich nicht entsprechend für den Genuss erwies. Die Ortsbehörde beschloss daher 1865 einen anderen bohren zu lassen und so gelangte man auf die Tiefe von 1200 Meter. Er steht nun in der Urformation des Granits und die Stadt besitzt wohl den tiefsten, aber freilich wasserlosen artesischen Brunnen der Welt.

Lange geologische Zeiten hindurch blieb der Gneiss des Erzgebirges unbedeckt, den Einflüssen der Atmosphäre und der Erosion ausgesetzt, das Meer der Silurzeit und der Devonzeit hatte ihn nicht erreicht. Erst zur Zeit des Carbons lagerten sich die Sandstein- und Schiefergebilde mit Anthracitflötzen auf Gneiss ab, von welchen allerdings bis heute nur einige wenige Spuren übrig geblieben sind. Die industriell wichtigste derartige Stelle mit Anthracitkohle ist in dem erzgebirgischen Becken bei Brandau bekannt, woselbst das Brennmateriale bergmännisch gewonnen wird. Weit weniger werthvoll, aber für den vorliegenden Fall höchst wichtig, ist ein zweites Vorkommen der Anthracitformation über dem Gneisse des Erzgebirges nördlich von Niklasberg am Keilberge von Jokély entdeckt und neuerdings auch beim Bahnbaue aufgeschlossen worden.

Wichtig ist dieser Punkt deswegen, weil wir hier einen sicheren Hinweis auf das Alter des Porphyrs des Erzgebirges erhalten. Nach Jokély wird nämlich bei Niklasberg die Anthracitformation, resp. deren Sandsteine von dem ältesten, sogenannten grünen Porphyr,

der seinerseits an zwei Stellen von dem jüngeren Felsitporphyr überlagert wird, in schichtenförmigen Massen überdeckt, woraus folgt, dass der Porphyr weit jünger ist, als das Carbon, dass also der Porphyr in einer späteren Zeit, vielleicht zur Zeit der Ablagerung des Rothliegenden, aus dem Erdinnern durch eine Spalte aufsteigend, die zufällig da über Gneiss lagernde Anthracitformation übergossen hat.

Der seinem Alter nach ziemlich genau fixirte Porphyr des Erzgebirges und der Umgebung von Teplitz-Ossegg ist für den vorliegenden Fall das wichtigste Gebirge bildende Gestein. Seine petrographische Beschaffenheit ist in den citirten geologischen Abhandlungen wiederholt auf's Genaueste beschrieben worden.

H. Baron v. Foullon hat eben das thatsächliche Vorkommen des Korund in dem Teplitzer Porphyr nachgewiesen und gelangt die diesbezügliche Notiz in der 8. Nummer der Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1888 zum Abdrucke.

Für den vorliegenden Fall genügt es, die eine wichtigste Eigenschaft desselben hervorzuheben, dass der Porphyr nämlich sehr reichlich zerklüftet erscheint.

Die Klüfte sind dreierlei Art. Eine fast senkrechte Zerklüftung, die circa von N. in S., eine zweite steile, die circa von O. in W. streicht und eine dritte Zerklüftung, die in h. 5—6 streicht und sehr flach nach h. 23—24 fällt. Durch diese Klüfte ist dem Porphyr die Eigenschaft gegeben, dass derselbe an der Tagesoberfläche in kubische Massen zerfällt. Diese kubischen Massen sind jedoch in ihrem Inneren fast unversehrt und vom Wasser ganz und gar impermeabel; sie verwittern nach und nach, indem sie in Sand zerbröckeln und das Innere des Blockes in Kugelgestalt einen festen Kern bildet.

Unter der Tagesoberfläche, namentlich in grösserer Tiefe, werden die Klüfte im Porphyr stellenweise seltener, also liefert hier die kubische Absonderung mitunter grössere Massen festen Gesteins, in welchen man nicht nur Bohrlöcher, sondern auch ganze Schächte abteufen kann, ohne auf eine Kluft zu stossen, ohne in diesen Massen auch nur einen Tropfen Wasser zu treffen.

Es ist kaum einem Zweifel unterworfen, dass der Porphyr aus dem Inneren der Erde aufsteigend, an die Tagesoberfläche gelangte. Im Hinblick auf die Spalte, durch welche der Porphyr aufgestiegen ist, sind folgende Bemerkungen am Platze. (Siehe Fig. 1 *a, b.*)

Jokély meint, dass die Porphyrspalte im Erzgebirge einen Nordsüdverlauf haben dürfte und etwa in der Mitte der Ausdehnung der Porphyrmasse situirt sein könnte. Laube ist der Meinung, dass die Ostgrenze der Porphyrmasse über die Spalte nicht weit übergreife, vielmehr mit dem Ostrande der Spalte zusammenfalle.

Andererseits wird das Porphyrvorkommen zwischen Woparn und Černosek auch von Laube nur als ein Gang aufgefasst. Dieser Porphyrgang hat aber ein Ostweststreichen, steht also senkrecht auf der angenommenen Richtung der Porphyrspalte des Erzgebirges.

Vielleicht ist dieser Gang von Porphyr bei Woparn nichts Weiteres, als die ausgefüllte Spalte, durch welche die ehedem ausgedehnte, aber nunmehr ganz abgetragene, abrasirte Porphyrdecke bei Woparn an die Tagesoberfläche gelangte.

Wenn diese Auffassung richtig ist, so ist hier Gelegenheit gegeben, die Breite einer Porphyrausgussspalte zu messen. Diese Breite bei Woparn beträgt kaum mehr als $^1/_{60}$ Theil der Breite der erzgebirgischen Porphyrmasse selbst.

Wenn aber die Porphyrausgussspalte des Erzgebirges ein Nordsüdstreichen hat, die Woparner Spalte aber thatsächlich von Ost in West streicht, so kann die Richtung der Ausgussspalte des Teplitzer Porphyrs mindestens zweifelhaft erscheinen.

Nach der Aufeinanderfolge der Erhebungen des Teplitzer Porphyrhügellandes möchte man eine Richtung von SO. in NW. oder nach der von Ost in West gestreckten Gestalt der Porphyrhügel selbst eine Richtung von O. nach W. der uns gänzlich unbekannten Teplitzer Porphyrspalte vindiciren.

Wenn dies richtig ist, und der Porphyr aus drei begrenzten verschieden streichenden Spalten aufgestiegen ist (das Gegentheil ist nicht zu erweisen), so ist nichts Unmögliches darin anzunehmen: dass die drei Porphyrmassen, die des Erzgebirges, die von Teplitz und die von Woparn, getrennte, verschieden streichende Eruptivspalten haben dürften, deren Ausdehnung nach Länge und Breite völlig unbekannt, auch deren Länge weit geringer sein kann, als die der aus diesen Spalten aufgestiegenen Porphyrmassen selbst. Wollte man daher auch sogar mit einer Reihe von Bohrlöchern bei Teplitz selbst die Eruptivspalte des Porphyrs bei x (siehe die beigegebene geologische Skizze, in Fig. 1 *a, b*), deren Gestalt und Existenz allerdings ganz unbekannt ist, aufsuchen, so ist es nicht absolut nothwendig, dass man endlich nach vielen Mühen und Kosten diese Eruptivspalte x auch entdecken müsste, um in derselben die Tiefbohrung ausführen zu können, weil man ja in Teplitz am südlichsten Ende der Teplitzer Porphyrmasse sich befindet und das Ende der Teplitzer Porphyrspalte weit nördlicher, vielleicht in der Gegend von Settenz oder noch nördlicher liegen kann. Es ist daher wohl anzunehmen, dass man mit einem Bohrloche möglicherweise nicht die Ausgussspalte x treffen, sondern durch die Porphyrmasse direct in den Gneiss zu gelangen die Aussicht hat.

Ueberdies fragt es sich, ob die in der Eruptivspalte x vorfindliche Porphyrmasse zerklüftet ist und wenn getroffen, wirklich Wasser führt.

Nach J o k é l y bildet die Porphyrmasse über dem grauen Gneisse eine Decke und ist aus einer nordsüdlichen Spalte deckenförmig ausgebreitet.

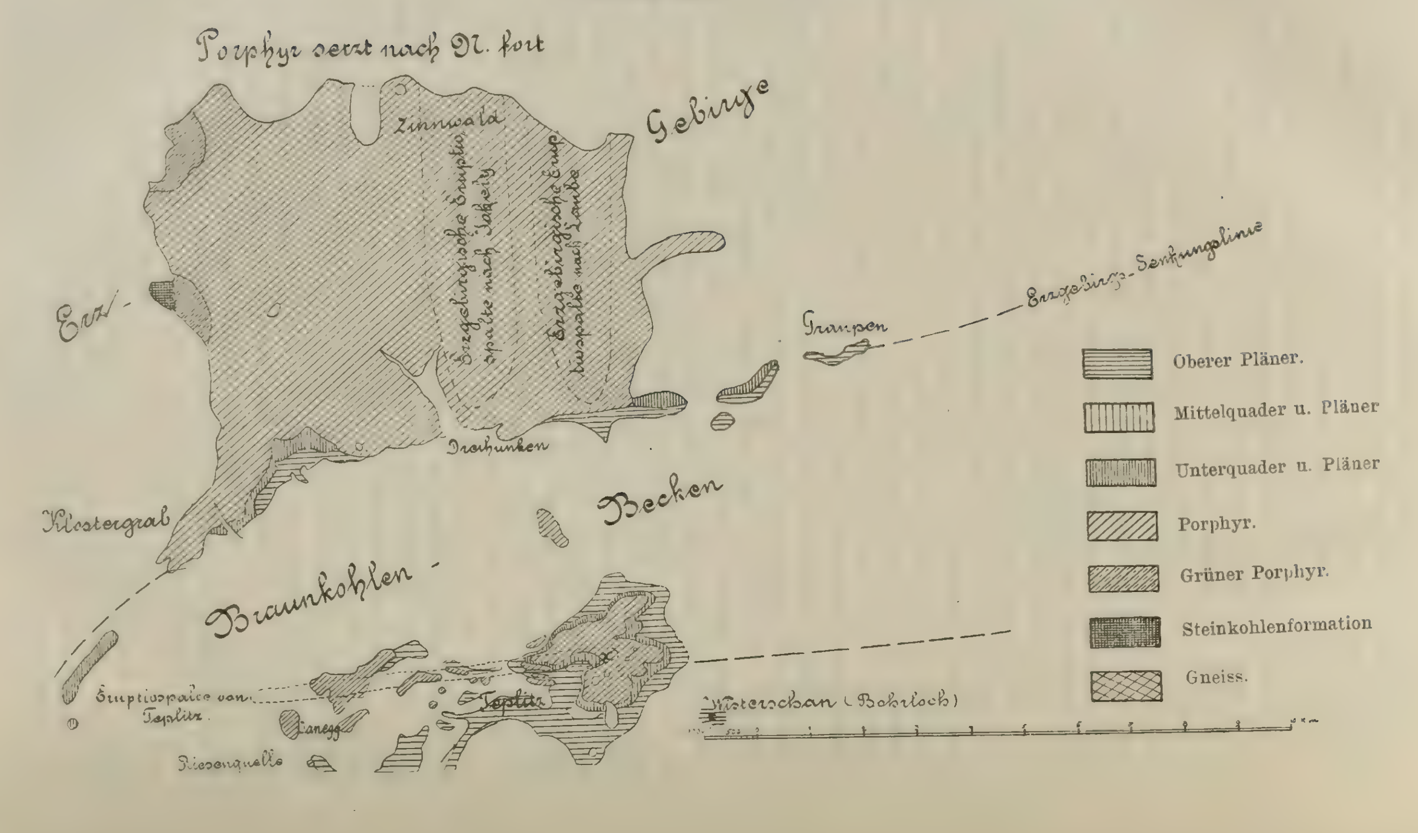
Auch W o l f zeichnet im Durchschnitte VI bei Janneg und Loosch unter der Porphyrdecke Gneiss: ferner im Durchschnitte VII bei Hundorf und VIII bei Prasseditz südlich von Teplitz, Porphyr auf Gneiss aufgelagert, nicht minder südlich von den genannten Stellen lässt er den Porphyr ganz weg und lagert das Mittelgebirge unmittelbar oder bei vorhandener Kreide mittelbar, auf Gneiss (siehe H. W o l f, Geologische und Grubenrevierkarte von Teplitz, Dux und Brüx).

Die Porphyrmasse kann aber nirgends sehr mächtig sein, da ja nach J o k é l y V e r s u c h s b a u e am Hüttenberg nordwestlich von Graupen (800 Meter See-Höhe) es waren, die unter dem Porphyr die im grauen Gneisse dortselbst aufsitzenden Zinnerzgänge abbauten.

Die Mächtigkeit des Porphyrs bei Teplitz ist nach L a u b e auf circa 120 Meter bekannt, da man im Urquellenschachte 67 Meter

Fig. 1 *a*.

Geologische Karte von Teplitz-Ossegg.
(Mit Hinweglassung des Tertiär.)



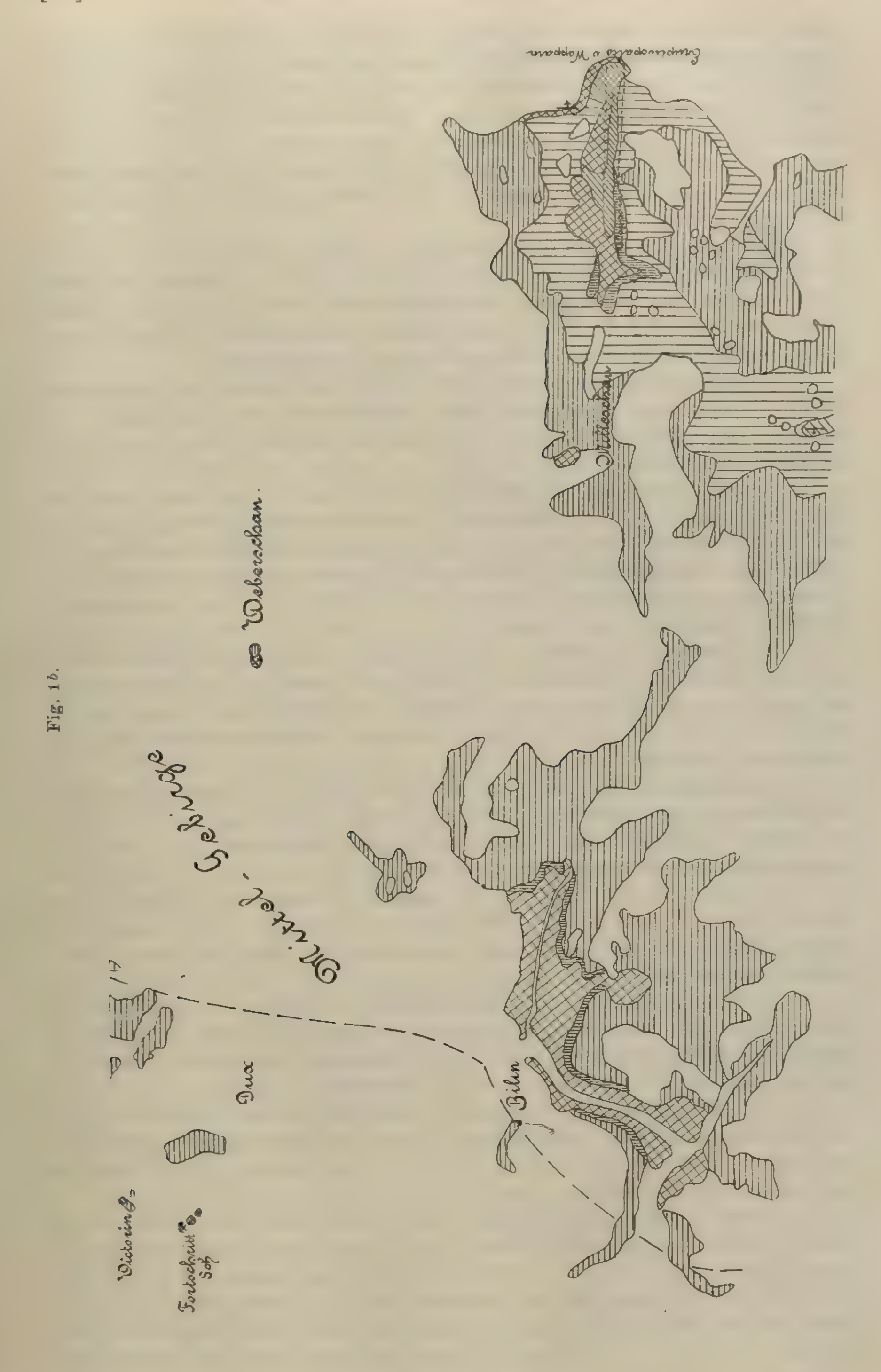


Fig. 1 b.

Teufe zählt und etwa 60 Meter über diesen noch die Königshöhe aufragt. Bezüglich der deckenförmigen Lagerung des Porphyrs hat Laube neue Beobachtungen bekanntgegeben westlich vom Bahnhofe Klostergrab. Unter seiner Führung hat die Commission diesen Punkt besichtigt und da gesehen, dass über dem Gneisse als Liegendes ein rother Letten als Porphyrtuff von circa 20 Centimeter Mächtigkeit lagert und darüber der Porphyr selbst in der Mächtigkeit von einigen Metern überlagernd folgt.

Laube gibt ferner die Erklärung, dass zwar der graue Gneiss, in welchem unter dem Hüttenberge unter Porphyr die Zinnerze gewonnen wurden, als eine in Porphyr eingeschlossene Scholle gedeutet werden kann, dass aber auch in Sachsen Stellen bekannt sind (Schönfeld), wo anstehender Gneiss vom Porphyr überdeckt erscheint.

„Für die westliche Verbreitung zwischen Klostergrab und Janegg gegen Ossegg darf wohl nach den Aufschlüssen bei Klostergrab auf eine strom- oder deckenförmige Lagerung des Porphyrs geschlossen werden."

Wenn nun diesen Thatsachen und Deutungen gegenüber eine lebhafte Phantasie der Gedanke erfasst, dass man von Klostergrab an, wo die Porphyrmasse eine stromförmige oder deckenförmige Lagerung vorweist, über Janegg bis Teplitz hin eine deckenförmige geflossene Porphyrmasse vor sich hat, so wird man diesem Gedanken kaum reelle Gründe entgegenstellen können.

Ist aber die Teplitzer Porphyrmasse eine stromförmig ausgegossene Masse, die vom Norden herströmend nach Teplitz gelangt war, so bedarf es auch nicht der Annahme einer Teplitzer Eruptivspalte, mittelst welcher der Porphyr durch den unterlagernden Gneiss mit dem Erdinneren zusammenhinge.

In diesem Falle wäre es aber vergeblich, mittelst abgeteuften Bohrlöchern die Ausgussspalte x bei Teplitz zu suchen.

Directe Daten, aus welchen sich die Mächtigkeit der Porphyrdecke berechnen liesse, fehlen noch.

Professor Laube vertritt die Ansicht, „dass der Porphyr als ein Gangkörper von bedeutender Mächtigkeit eine sehr breite und tiefe Spalte erfülle und nur an seinen Rändern über den von ihm durchsetzten Gneiss übergreife.

„Dieser Körper setzt bei Teplitz fort gerade so wie bei Carlsbad der Granit aus dem Erzgebirge über das Egerthal in das Kaiserwaldgebirge übertritt, hat aber nicht die Ausdehnung wie dieser, weil er östlich von Teplitz vom Mittelgebirge abgeschnitten wird.

„Der Woparner Gang ist wohl das Ende der Erstreckung des Porphyrzuges, braucht nicht aber als Ende der Eruptivspalte angesehen zu werden, von welcher er auch eine Apophyse sein kann, wie es deren viele im Erzgebirge gibt.

„Gerade das Auftreten der Teplitzer Therme im Porphyr ist Professor Laube für seine Ansicht ein Beleg, er pflichtet einer zuerst von Professor Stelzner hervorgehobenen Anschauung bei, dass die Thermen von Teplitz wie in Carlsbad im ursprünglichen Zusammenhange stehen mit der Thatsache, dass sich hier und dort zwei nordsüdlich gerichtete, mit altem Eruptivgesteine erfüllte Spalten mit der

ungefähr NOSW. verlaufenden Thermalspalte, beziehungsweise Bruchlinie des Erzgebirges kreuzen, deren Scharungspunkt durch das Hervortreten heisser Quellen markirt sei.

„Deshalb kann er auch der Ansicht nicht beipflichten, dass das Thermalwasser in Teplitz erst in verhältnissmässig geringerer Tiefe aus dem Gneisse in den Porphyr übertrete.

„Die Angaben der Profile Wolf's über den Gneiss unter dem Porphyr sind fictiv.“

Immerhin ist es nicht ohne Interesse, in dieser Beziehung zu notificiren, dass bei Bilin der Gneiss in Seehöhen von 282—291 Meter, bei Liebschitz in Seehöhen von 243—251 Meter ansteht, also hier in einer Seehöhe von 243—291 Meter lagert.

In der interessanten Gegend von Woparn und Černosek reicht der Gneiss bis zur Seehöhe von 206 Meter (Kaisermonument).

Aus diesen beiden Daten über die Lage der südlich von der Erzgebirgssenkungsplatte lagernden Gneissscholle folgt, dass dieselbe in SW. und SO. von Teplitz bei einer Seehöhe von 206—291 Meter lagert — und wenn man auch annimmt, dass diese Gneissschollen in N. gegen Teplitz flach einfallen, so muss man trotzdem daraus erkennen, dass bei Teplitz diese südlichen Gneissschollen unmöglich sehr tief lagern können — woraus ebenfalls eine Mächtigkeit der Porphyrmasse resultirt, in welcher man in Teplitz unmöglich 300—500 Meter tief bohren könne, sondern der Gneiss in einer geringeren Seehöhe schon erreichbar erscheint. Nach Laube's Meinung hingegen ist der Porphyr in Teplitz selbst sehr mächtig und die Möglichkeit daher sehr gering, dass man daselbst bei einer Tiefbohrung den Gneiss schon in geringer Tiefe erreichen könnte.

Es sei hier gleich beigefügt, dass wegen der geringen Mächtigkeit der Porphyrmasse in Teplitz das Meteorwasser nicht sehr tief in den Erdenschoss hinabsteigen kann, sondern sich über dem wasserdichten Gneiss in dem zerklüfteten Porphyr in Tiefenzonen bewege, in welchen es durch die Bodentemperatur nicht erwärmt werden kann, vielmehr als ein kühles Wasser circuliren muss.

Nach der Eruption des Porphyrs im Erzgebirge lagen der unterliegende Gneiss und der darüber ergossene Porphyr frei und unbedeckt der nagenden Thätigkeit der Atmosphärilien ausgesetzt, durch eine unermesslich lange Zeitdauer offen da. Die Trias und Jurameere, auch das Meer der älteren Kreidezeit konnten sie nicht erreichen. Erst das Meer der mittleren Kreidezeit reichte in die Niederung Böhmens und bedeckte auch unseren Gneiss und Porphyr theilweise.

Zwei Ablagerungen sind es vorzüglich, die uns hier aus der Kreidezeit interessiren.

Vorerst die Conglomeratschichten, welche man allenthalben den Porphyr bedecken und dessen Oberfläche Lücken und Risse ausfüllen sieht. Das Conglomerat besteht im Wesentlichen aus Porphyrgeschieben verschiedener Grösse, welche durch einen rauchgrauen Hornstein verkittet sind. Bald herrscht das Bindemittel vor, bald tritt es ganz zurück, an der Luft verwittert das Conglomerat und erhält ein rauhes brockiges Ansehen.

Das Conglomerat dürfte kaum als wasserdurchlässig gelten. An Stellen, wo das Bindemittel zurücktritt, mag es von fliessendem Wasser leicht zerstörbar erscheinen und in Gerölle und Gruss zerfallen; dort, wo der Hornstein als Bindemittel auftritt, ist es nicht nur wasserdicht, sondern auch unzerstörbar.

Das zweite für unseren Fall wichtige Gestein aus der Kreidezeit ist der Plänerkalk.

Der Plänerkalk ist ein Mergelkalk in circa 30—40 Centimeter dicken Schichten auftretend, zwischen welchen dünne Zwischenlagen von Thonmergel eingeschaltet erscheinen.

Die Kalkschichten selbst sind auf der Strecke von Teplitz bis Loosch von ziemlich breiten, mehr minder senkrechten Klüften in grössere und kleinere Stücke zertheilt, die von selbst auseinanderfallen.

Diese Zerklüftung des Plänerkalkes befähigt denselben, in seinen zahllosen geräumigen Klüften und Zwischenräumen grosse Wassermengen aufzunehmen und dieselben im gegebenen Falle auch abzugeben.

In der Umgebung von Teplitz sind auch grössere Höhlen im Plänerkalk bekannt. Die bekannteste darunter wurde schon von Berthold in seinem: Teplitz-Schönau abgebildet. Sie stellt den Ursprung der Hügelquelle dar. Weiterhin wurde unter den Fundamenten des Neubades ein grosser Hohlraum entblösst, in welchem Säulen eingebaut werden mussten, um auf diese eine Wölbung und darauf die Fundamentirung des Gebäudes basiren zu können.

Auf vorhandene Höhlen im Gebiete des Plänerkalkes lassen ferner die durch H. Wolf's Untersuchungen bekannt gewordenen Erdtrichter bei Loosch schliessen. Ebenso wie der Bergmann an Stellen, wo Pingen und Erdtrichter sich einstellen, mit Sicherheit auf einstürzende Hohlräume verlassener Bergbaue schliesst, ebenso ist es dem Geologen bekannt, dass in Kalkgebirgen mit vorherrschend horizontaler Stellung der Schichten die bekannten Kalktrichter und Dollinen als Andeuter unterirdischer Höhlengänge fungiren.

Ich war daher sehr begierig, in dem Plänerkalkgebiete, welches von Teplitz westlich über Settenz, Hundorf und Loosch sich fortsetzt, zu excuriren und zu beobachten — umsomehr als nach Wolf's Annahmen gerade in der angedeuteten Richtung die „Thermalspalte“ gezogen wurde, längs welcher er sich die Verbindung zwischen den Teplitzer Thermen einerseits und den inundirten Braunkohlengruben von Ossegg gedacht hat.

Der Plänerkalk ist nämlich in dieser Strecke bei Settenz, Hundorf und Loosch von zahlreichen Kalkbrüchen ziemlich gut aufgeschlossen und ich hoffte, hier sowohl die Spuren der eventuellen Thermalspalte, als auch Andeutungen vom Vorkommen von Höhlen in dem Plänerkalk in den Steinbrüchen entdecken zu können.

Meine Hoffnung wurde jedoch nicht erfüllt. Ich sah in den Steinbrüchen keine Spur von Höhlenbildung und auch keine Spuren von irgend einer Verwerfung, welcher eine grössere, namhaftere Bedeutung hätte vindicirt werden können. Die Steinbrüche alle sind stets an den höchsten Punkten des Terrains angelegt, wohl deswegen, damit sie möglichst tief hinabreichen können, ohne auf das in den tiefsten Punkten allenthalben bemerkbare Grundwasser zu stossen.

Die Schichten des Plänerkalkes liegen bald horizontal, bald neigen sie sich gegen die tieferen Stellen des Terrains, ohne je Brüche der Schichten oder Unregelmässigkeiten im Streichen derselben zu zeigen.

Wie gesagt, ich habe in den Steinbrüchen keine Spur von Höhlenbildung im Plänerkalk, noch eine Spur von Verwerfungen der Schichten beobachten können, die ich mit einer Thermalspalte identificiren hätte können.

Dagegen liegen hier Terrainsverhältnisse eigener Art vor, die ein Analogon der Karsterscheinungen darstellen.

Von Teplitz auf der Strasse nach Settenz ersteigt man eine unbedeutende Wasserscheide zwischen dem Teplitzer Schlossteiche einerseits und Settenz andererseits.

Blickt man von da östlich, so erscheint der Schlossteich als eine Ausfüllung eines Kessels; andererseits erscheint Settenz in einem zweiten derartigen Kessel seitlich zu liegen, in welchem man keine Spur von einem Bache oder Gerinne erblickt, dessen tiefste Stelle aber südlich bei Settenz liegt, an welcher das Regenwasser zusammenfliesst und in tiefer Ackererde, in den darunter liegenden Plänerkalk spurlos verschwindet.

Von Settenz nach Hundorf steigt das Terrain an und in die Gegend der Steinbrüche bei Hundorf angelangt, sieht man sich auf einer sehr flachen Anhöhe situirt, welche, rundum von tieferem, durchwegs von Aeckern und Wiesen bedecktem Terrain umgeben, von Steinbrüchen eingenommen wird.

Ich ging erst nördlich von den Steinbrüchen; dann aber westlich die Steinbrüche umkreisend, fand ich mehrere flache kesselartige Vertiefungen ganz ohne sichtbaren Abfluss für das Regenwasser.

Im Osten der Steinbrüche war ein derartiger tiefster Punkt eines Kessels eben zur Hälfte aufgeackert worden, zur anderen Hälfte aber noch unberührt.

Auf dem ungeackerten Theile sah man deutlich vom Schneewasser zusammengetragene Erde; doch das Wasser war bereits verschwunden, durch die Ackererde in den Pläner versickert. Auf dem frisch geackerten Theile war keine Spur von dem zu bemerken, was hier am Schlusse des Winters vorging.

In südwestlicher Richtung von Hundorf, bei Loosch, trifft man erst die Eigenthümlichkeit dieses Terrains vollkommen entwickelt. — Hier war es, wo H. Wolf seine Trichter III und IV beobachtet hat. Man ist da auf einem vollkommen horizontalen Acker- und Wiesenterrain, in welchem kaum merkbar tiefere flache Stellen die Richtung andeuten, in welcher das auf die Fläche gefallene Regen-, überhaupt Meteorwasser sich zu sammeln pflegt.

Jene Stellen aber, an welchen das angesammelte Wasser durch die Acker- und Wiesenerde in den unterlagernden Pläner versinkt, sind mehr minder deutlich als Erdfälle oder trichterförmige Einsenkungen gekennzeichnet.

Der Trichter, welchen Wolf mit III bezeichnet haben dürfte (die bestehenden diesbezüglichen Angaben in seiner Karte sind nicht verlässlich), war ursprünglich ein wegen schlechter Gesteinsqualität verlassener

und nicht vollständig verschütteter Kalkbruch, in welchem aber gegenwärtig das hier zusitzende Wasser verschwindet.

Ueber den von Wolf mit V bezeichneten Trichter findet sich in einer lithographirten Kartenskizze, die die Situation der Trichter sehr genau und verlässlich notirt, folgende Bemerkung: V, früher ausgiebige Quelle, ausgeblieben im Herbste 1878 (also zugleich mit der Riesenquelle).

Der Trichter, welchen Wolf mit IV bezeichnet haben dürfte, soll vor dem Jahre 1879 eine Nassgalle gebildet haben, an welcher des vorhandenen Wassers wegen eine üppige Vegetation von Carexarten, ein sogenanntes Grünlandmoor sich etablirt hatte; nach dem ersten Wassereinbruche am Döllinger sei das früher stets vorhandene Wasser verschwunden und in Folge davon dürfte das Grünlandmoor ausgetrocknet und in Trichtergestalt in sich selbst eingesunken sein.

Der Trichter ist von alten concentrischen Rissen umgeben, in welchen man die einen halben Meter erreichende Mächtigkeit des Moores entblösst sehen kann.

In der nächsten Nähe des Grünlandmoores zeigte man uns noch zwei unfern von einander situirte, halb verschüttete trichterförmige Erdfälle mitten im Ackerfelde, die ein Fremdling kaum noch als solche zu erkennen gewagt hätte.

Wären diese Erscheinungen in einem wenig cultivirten Lande oder an wüsten Orten zu beobachten, würden sich hier gewiss, wie im Karste, die Folgen des Versinkens des Wassers weit präciser präsentiren.

In der Gegend von Hundorf und Loosch werden die entstandenen Erdfälle gleich möglichst verschüttet, ausgeglichen und unkenntlich gemacht.

Die merkwürdigste Rolle fällt in dieser Gegend den beiden am Tage fliessenden Gewässern: dem Saubache und dem Riesenbache zu. Beide durchfliessen die Gegend unbehindert und trotzdem, als sie, im Falle sie einen Trichter treffen würden, jedenfalls versiegen müssten. Namentlich zur Zeit der Regengüsse, wenn die Gewässer beider Bäche anschwellen und die umliegenden Trichter erreichen, werden diese nothwendiger Weise versinken und dem Pläner namhafte Wassermengen zur Aufnahme liefern.

Der Saubach fliesst am Settenzer Trichter bei Settenz ganz nahe vorüber in seinem wasserdichten, alluvialen Bette. Der Riesenbach, in welchen vordem das Wasser der Riesenquelle floss, zieht ganz nahe am Schachte dieser Quelle vorüber, in welchem der Wasserspiegel gewiss momentan und zeitweilig an 20 und mehr Meter tiefer liegt als der Spiegel des Baches.

Auf dieser Excursion wurden daher zweierlei Thatsachen festgestellt. Das Plänerkalkterrain bildet flache Muldenzüge einerseits und flache Hügelzüge andererseits.

Die in den Hügelzügen placirten Steinbrüche zeigen die innere Beschaffenheit des Pläners, dessen Schichten zwar wellig gebogen, sonst aber regelmässig und ungestört gelagert erscheinen, derart, dass man in ihnen weder von Höhlen, noch von Spalten eine Spur findet.

In den Muldenzügen kommen dagegen die Trichter und Erdfälle vor, die in den tieferen Lagen vorhandene Höhlengänge im Pläner andeuten, in welche das Meteorwasser versiegt. Die Erdfälle werden von der Bevölkerung jedesmal bis zur Unkenntlichkeit verschüttet und ist ein Blick in das Innere des Bodens ganz verwehrt, bis auf den einen Fall, wo ein Trichter als ein alter verschütteter Steinbruch sich präsentirt, und von dem man nur erfährt, dass derselbe ein unbrauchbares Kalkmateriale lieferte.

An dieses Terrain von Muldenzügen mit Erdtrichtern grenzt unmittelbar die Umgebung der Riesenquelle, über welche ich die mir zugänglich gewordenen Daten weiter unten anfüge. — Auch die Riesenquelle ist in einer trichterförmigen Terrainmulde placirt.

Vor dem Jahre 1878 war sie eine überfliessende, grosse, wasserreiche Thermalquelle; jetzt findet man an ihrer Stelle einen geheimnissvollen Schlund, eine Kluft im Porphyr, unter welcher der Boden hohl klingt, und beobachtete man da ein Geräusch, dann matte Wetter — kurz Erscheinungen, die an einem unterirdischen Höhlengange kaum zweifeln lassen.

Südwestlich von der Riesenquelle liegt die Döllinger Einbruchsstelle in 156 Meter Seehöhe und abermals um ein Stück weiter nach NW. folgt endlich die Victorineinbruchsstelle in 145 Meter Seehöhe.

Jeder Versuch, diese so merkwürdigen Punkte mit einer geraden Linie zu verbinden und diese Linie als eine Thermallinie zu betrachten, ist vergeblich. Die den Schlossteich von Teplitz mit Settenz verbindende Linie verlauft SW.; vom Trichter bei Settenz zu den Trichtern in O. von Hundorf streicht eine verbindende Linie nach SWS., von dem Trichter in O. der Hundorfer-Steinbrüche zu dem Trichter III muss man von SO. in NW. wandern; den Trichter III verbindet eine NS.-Linie mit dem Trichter IV und eine OW.-Linie mit den Janegger Trichtern II und I und mit der Riesenquelle; die Verbindung der Riesenquelle mit dem Döllinger Einbruch zieht in WSW. und die Verbindung vom ersten zum Victorineinbruche in WNW. Man mag welchen immer der wichtigeren Punkte mit einem anderen verbinden, man erhält in jedem Falle eine gerade Linie, die mit den anderen dergleichen Linien nicht klappt.

Die Erdfälle und Trichter im Plänerkalk von Teplitz-, Hundorf-, Loosch-, Riesenquelle liegen ganz regellos zerstreut über das ganze Muldenzüge bildende Terrain, genau wie diese Erscheinung im Karste beobachtet wird.

Von der Riesenquelle weg in WSW. wird der Teplitzer Pläner von der Braunkohlenformation bedeckt und unzugänglich. Es ist aber a priori anzunehmen, dass der Pläner auch in der bedeckten Strecke hin, bis zur Erzgebirgsspalte, seine Eigenthümlichkeit behält, also unterirdische Hügelzüge mit nicht gestörten Kalkschichten und Muldenzüge mit Höhlen aufzuweisen hat. Die beiden Einbrüche der Wässer am Döllinger und Victorin einerseits, und die übrigen Stellen der Bergbaue, die von einer Katastrophe nicht ereilt wurden, lassen darüber kaum einen Zweifel zu.

Am Döllinger Einbruch war die sichtbare aus Kohle gebildete Höhle nach freundlichen Mittheilungen des Herrn Professor Ulrich

7 und 8 Meter breit und lang und die Bildung dieser Höhle aus Kohle ist kaum denkbar, wenn daran oder darunter nicht eine Höhle im Plänerkalk vorausgesetzt wird.

Am Victorin-Einbruch kann kein Zweifel darüber bestehen, dass unter der geringen Einbruchsstelle ein grösserer Hohlraum vorhanden war, sonst hätten die in das Loch hinein geworfenen Gegenstände (an 60 gefüllte Säcke) nicht spurlos verschwinden können.

Es wird nützlich sein, hier noch zu bemerken, dass in der zu besprechenden Gegend der wasserdurchlässige Plänerkalk vielfach von thonigem, also wasserdichtem Pläner überlagert wird.

Nach der Ablagerung der Kreidegebilde folgte die Ablagerung des Tertiär.

In der Teplitz-Ossegger Gegend finden wir fast nur solche Tertiärgebilde, die völlig oder vorherrschend wasserdicht zu nennen sind.

Die Tertiärgebilde stellen daher eine Decke dar, mit welcher alle die bisher erörterten Gesteine, Gneiss, Porphyr, auch Porphyrconglomerat, nicht minder der Pläner überdeckt wurden.

Diese Bedeckung ist aber nicht vollkommen, indem namentlich von den Porphyrmassen und auch vom Plänerkalk, und zwar die relativ höchstgelegenen sehr namhaften Theile unbedeckt blieben, also directe, wie noch heute, den Einflüssen der Atmosphärilien ausgesetzt erscheinen.

So wurde im Vorangehenden darauf hingewiesen, dass der Plänerkalkstein auf grossen Strecken, von Teplitz bis zur Riesenquelle, hin entweder unmittelbar zu Tage tritt, oder nur mit einer dünnen Lage der Ackererde überdeckt erscheint, die es nicht hindert, dass die jahraus jahrein auf die Plänerfläche fallenden Regen, überhaupt Meteorwassermengen, in den Boden gelangen, in den Plänerkalkschichten aufgenommen und weiter in's Innere der Plänerkalkmasse befördert und dort aufbewahrt werden.

Nun lagert aber der Plänerkalk auf dem undurchlässigen Gneiss; ferner wird der Plänerkalk von thonigem Pläner überlagert; überdies überdecken von der Riesenquelle in W. und SW. die wasserdichten Tertiärgebilde ganz und gar den Pläner in seiner Verbreitung.

Durch diese allseitige Ueberdeckung mit wasserdichten Gebilden wird also aus der gesammten Masse des Pläners ein Wassersack, ein unterirdisches Reservoir gebildet, aus welchem das in ihn bei Teplitz, Hundorf und Loosch durch die Trichter und Erdfälle einsickernde Wasser nicht mehr herausgelangen kann und in ihm angesammelt stagniren muss, um so mehr, als die Mitte des Wassersackes tief unter dem Braunkohlenbecken von Ossegg liegt (im Döllinger in 156 Meter Seehöhe, im Victorin in 145 Meter Seehöhe, im Nelson sogar in 20 Meter Seehöhe), ferner das eine, vielleicht sogar offene Ende des Wassersackes bei Ossegg westlich am Riesengebirge (345 Meter Seehöhe) höher liegt, als die Einsickerungsfläche bei Teplitz-Loosch (225 Meter Seehöhe).

Durch diese Erörterung wird man unmittelbar dahin geleitet einzusehen, dass die Riesenquelle bei 206 Meter Seehöhe, in einer Hinsicht wenigstens, den Ueberfluss oder richtiger den Ausfluss des

Plänerreservoirs bildete, bevor das Wasser desselben in die Bergbauhohlräume einen Ausweg gefunden hatte und der Ueberfluss in Folge davon gänzlich versiegend, nunmehr von den Wasserhaltungsmaschinen gehoben wird.

Ein ganz ähnlicher Wassersack wurde auch aus der Gesteinsmasse des zerklüfteten Teplitzer Porphyrs gebildet. Der Porphyr lagert ebenso wie der Pläner auf dem wasserdichten Gneisse.

Auf der Porphyrmasse bei Teplitz lagert zunächst das Porphyrconglomerat, das ich weiter oben als in manchen Fällen wasserdicht bezeichnet habe.

Ueber Porphyr und Conglomerat ist das wasserdichte Tertiär ausgegossen; kurz, es ist auch aus der Porphyrmasse durch Umlagerung wasserdichter Gebilde ein unterirdisches Wasserreservoir von ähnlicher Beschaffenheit construirt worden, welches ebenfalls durch die an die Tagesoberfläche frei emporragenden Theile der Porphyrmasse, den atmosphärischen Wässern zugänglich, also fähig ist, die vorüberfliessenden und darauf fallenden Regenmengen aufzufangen, aufzusaugen und in sein Inneres durch die zahlreichen Klüfte zu leiten.

Nimmt man nun diese beiden Wasserreservoire, das des Pläners und das des Porphyrs in nähere Betrachtung, so kommt man zu dem Resultate, dass diese beiden nachbarlich situirten Wasserreservoire nicht völlig ausser aller Verbindung stehen. Wäre diese Verbindung eine freiere, so könnte der Fall nicht bestehen, dass das Teplitzer Thermalwasser in 10.000 Theilen stets nur 6 Gramm feste Bestandtheile und nicht mehr vorzuweisen hat; denn bei freierer Communication müssten die festen Bestandtheile des Thermalwassers namentlich durch den Gehalt des Plänerwassers an Kalk angereichert erscheinen.

Wäre jedoch überhaupt keine Verbindung zwischen diesen beiden Reservoiren vorhanden, so könnte nicht der Fall eintreten, dass bei Verletzung des Plänerwasserreservoirs durch den Bergbau (Döllinger-, Victorin-Einbruch) alsogleich der Spiegel der Teplitzer Thermen zu fallen beginnt.

Der Verschluss des Döllinger Einbruches ist ein sicheres Document für die Communication des Pläners und Porphyrreservoirs und für die Dichtheit der wasserdichten Hülle dieser beiden Reservoire nach Aussen.

Hier ist es am Platze, die Frage aufzuwerfen: ist die Porphyrmasse des Erzgebirges in einem so unmittelbaren Zusammenhange mit der Teplitzer Porphyrmasse, um annehmen zu können, dass die in den Erzgebirgsporphyr gelangenden atmosphärischen Wässer unmittelbar in die Masse des Teplitzer Porphyrs übergehen und die Thermalwässer von Teplitz vermehren können?

Die Thatsache, dass man dieselben Gesteine, die auf der Höhe des Erzgebirges lagern, auch wieder in der Ebene vorkommend findet, und wichtige theoretische Erwägungen haben die Annahme der Erzgebirgsspalte, längst welcher ein südlicher Theil des Erzgebirges tief hinabgesenkt wurde, plausibel erscheinen lassen.

Die Beantwortung der Frage über die Continuität der stehengebliebenen Gesteinsmassen einerseits und den abgesenkten andererseits

hat durch die Annahme der Senkungsspalte an Einfachheit mindestens viel verloren.

Man muss zugeben für den Fall, als das Mass der Senkung, das Mass der Mächtigkeit der übereinanderliegenden Gesteine übertrifft, durch die Senkung der specielle Fall geschaffen worden sein kann, dass der abgesenkte Porphyr von Teplitz seinen Zusammenhang mit dem Erzgebirgsporphyr ganz eingebüsst hat. Wenn man nun noch hinzufügt, dass bei der Execution der Senkung das Zerreibsel der betroffenen Gesteine in die Spalte gelangen konnte, wird man sogar zugeben, dass durch nachträgliche Infiltration von pulveriger, ja auch geschlemmter Gesteinsreste, namentlich des Caolins in die erste Spaltausfüllung, hier sogar eine wasserdichte Scheidegrenze zwischen den stehengebliebenen und abgesenkten Gesteinsmassen geschaffen worden sein kann, die den Uebertritt der Wässer aus dem einen in die anderen sogar unmöglich machen könnte. Gibt man ferner zu, dass die Senkung der Massen auf der ganzen Linie nicht stets dasselbe Mass aufweist, wird man einen Zusammenhang des Teplitzer und des Erzgebirgsporphyrs, wenigstens stellenweise als nicht unmöglich, a priori darstellen, respective nichts Bestimmtes erweisen können.

Prof. Laube hält im Gegensatze zu diesen Anschauungen dafür, „dass der Porphyrkörper (vergl. die Profile von Wolf's Karte VI, VII, VIII, IX), namentlich zwischen Kosten und Herrenhübel, wo der Porphyr zwischen dem Duxer und Aussiger Braunkohlenbecken einen trennenden Horst bildet, und so auch anderwärts aus dem Erzgebirge mit den Teplitzer Kuppen im directen Zusammenhange steht.

„Ebenso schliesst er aus dem Vorhandensein gewisser Bestandtheile des Thermalwassers, welche nicht im Porphyr, auch nicht im Pläner, wohl aber in Gesteinen vorkommen, die im Porphyr eingelagert (der Gneissstock von Zinnwald) sind, die aber auch aus dem Gneisse als Liegendem des Teplitzer Porphyrs stammen können; dass trotz Allem ein Zusammenhang der Wasserführung im Porphyr diesseits und jenseits der Pläner Braunkohlenmulde und unter dieser hinweg in der Tiefe statthaben müsse."

Mir scheint es jedoch, dass die Unterbrechung der Continuität der genannten Gesteine viel mehr Wahrscheinlichkeit für sich hat, wie weiter unten auch erwiesen wird.

Wasser.

Dem objectiv denkenden Geologen steht in der Natur einzig und allein das Meteorwasser zur Disposition, wenn an ihn die Aufgabe herantritt: die Bildung des Grundwassers, die Entstehung der Quellen und die Erscheinung der Thermen zu erklären. Aus dem Meteorwasser der Atmosphäre entsteht zunächst das Grundwasser und aus diesem das Quellwasser als Trinkwasser und Thermalwasser.

Im Vorangehenden wurden die beiden nachbarlichen wasserdichten Reservoire, die untereinander eine beschränkte Verbindung bekunden und als Ganzes genommen nach Aussen und Unten abgeschlossen sind, da sonst die Folgen der Verdämmung am Dölling nicht hätten eintreten können — das des Porphyrs und das des Pläners eingehend erörtert. Dass hier an einem absoluten hermetischen Verschluss der beiden Reservoire nicht gedacht wird, ist selbstverständlich.

Beide münden mittelst an der Erdoberfläche anstehenden unbedeckten Massen ihrer Gesteine direct an die Tagesoberfläche, beide sind also den Meteorwässern zugänglich.

So wie die Meteorwässer von der Natur gegeben sind, erhalten sie wenigstens sehr kleine Mengen von Kohlensäure, welche sie theils aus der Luft, theils aus dem Humus mitbekommen haben.

Dem ein wenig angesäuerten Meteorwasser, welches auf das Einsickerungsgebiet des Pläners fällt und in diesem versinkt, wird es nicht schwer kommen, sogar auffällige Mengen von Kalk aus dem Plänerkalke, und zwar bis zur Sättigung aufzunehmen.

Dagegen ist das gleichstark angesäuerte Meteorwasser, das auf den Porphyr fällt und in diesem versinkt, nahezu unfähig, die Wände der Porphyrklüfte anzugreifen und einige sehr wenige Bestandtheile aufzulösen.

Laube sagt daher mit Recht, dass nur ein langer Aufenthalt, also wohl ein langer Weg im Porphyr, den Gehalt des Grundwassers an gelösten Bestandtheilen ermöglicht.

Also schon in der ursprünglichen Anlage der beiden Reservoire liegt der Grund zur Bildung zweier ganz verschiedener Grundwässer, des Porphyrgrundwassers und des Plänergrundwassers.

Die Mächtigkeit der Porphyrmasse ist nach allen den vorangehenden Betrachtungen keine bedeutende und gibt also auch das Porphyrreservoir keine Gelegenheit dazu, dass das Grundwasser, wie erforderlich wäre, circa 2000 Meter tief in das Erdinnere gelangen und von der Wärme des Erdinneren an Temperatur gewinnen könnte.

Ganz dasselbe gilt von dem Plänerreservoir.

Dagegen ist in der Höhenlage der beiden Reservoire einiger Unterschied vorhanden.

Das Plänerreservoir, respective dessen Einsickerungstrichter und Erdfälle liegen durchaus tiefer als die Porphyrerhabenheiten des anderen Reservoirs — da die Königshöhe bei Teplitz (264) 248 Meter [1]) hoch angegeben wird, der Herrenhübel sogar (274) 258 Meter Seehöhe erreicht, dagegen die Trichter des Pläner zwischen (230) 214 Meter und (219) 203 Meter Seehöhe situirt sind.

In dieser verschiedenen Erhebung der Porphyr- und Plänermassen des Einsickerungsgebietes mag es schon zum Theile gelegen sein, dass die Thermalwässer von Teplitz im höheren Niveau stehen (sogenannter Auftrieb) als die Grundwässer des Pläners.

Das Vorangehende gilt für den Fall, wenn zwischen der Erzgebirgsmasse des Porphyrs und der von Teplitz kein Zusammenhang angenommen wird.

Im Falle jedoch ein solcher Zusammenhang vorausgesetzt wird, ist die folgende Betrachtung am Platze.

Aus der Porphyrmasse des Erzgebirges können längs dem Steilrande des Gebirges die auf den Porphyr auffallenden Meteorwässer als Bäche und Quellen in das Flachland gelangen, einfach ausfliessen und bleibt also kein so enormer hoher Druck für das Porphyrgrundwasser in Teplitz übrig, als man im ersten Anblicke gerne annehmen möchte.

[1]) Die in Klammern eingeschlossenen Zahlen geben die Meereshöhen nach den letzten Angaben des k. k. milit.-geogr. Institutes; die nicht eingeklammerten die um Teplitz üblichen Seehöhen-Angaben.

Der beiliegende geologische Durchschnitt Fig. 2 *a*, *b* erläutert die betreffenden Verhältnisse.

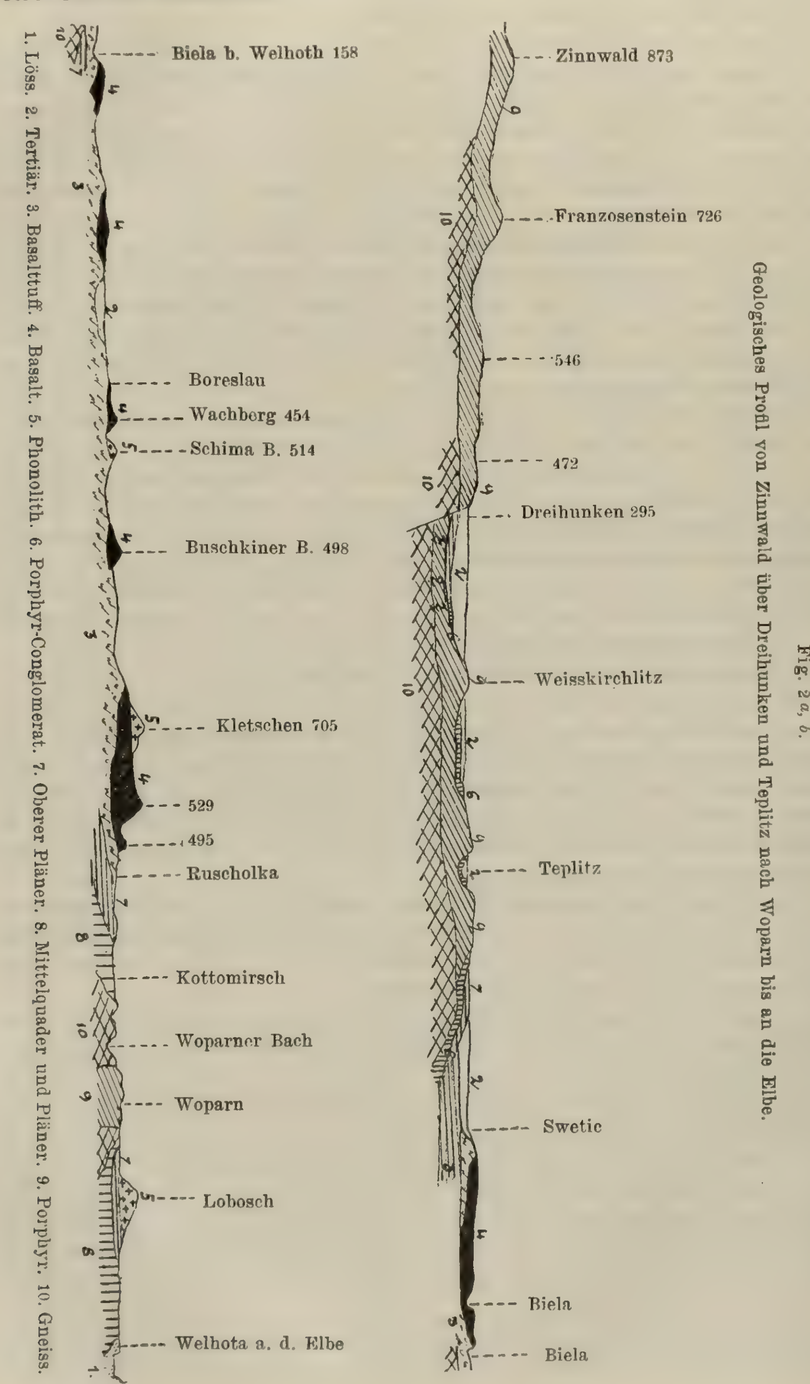


Fig. 2 *a*, *b*.

Geologisches Profil von Zinnwald über Dreihunken und Teplitz nach Woparn bis an die Elbe.

1. Löss. 2. Tertiär. 3. Basalttuff. 4. Basalt. 5. Phonolith. 6. Porphyr-Conglomerat. 7. Oberer Pläner. 8. Mittelquader und Pläner. 9. Porphyr. 10. Gneiss.

Seehöhen auf dem Sattel von Judendorf nach Teplitz.

Dreihunken	(295) 279	Meter Seehöhe
Probstau	(240) 224	" "
Turn	(229) 213	" "
Teplitz	(227) 211	" "
Wenzelschacht	(226) 210	" "
Schönau	(205) 189	" "
Gasometer	(194) 178	" "

Dies gibt zwischen Einsickerung des Meteorwassers bei Dreihunken (295) 279 Meter und zwischen dem Ausflusse aus den Löwenköpfen (219) 203 Meter in Teplitz einen Höhenunterschied von 79 Metern.

Wäre daher die Voraussetzung, dass die Teplitzer mit der Erzgebirgs-Porphyrmasse in continuirlicher Verbindung stehe, richtig, müsste das Thermalwasser von Teplitz mindestens als ein mächtiger Sprudel, ähnlich wie Carlsbader Sprudel, aufsteigen, umsomehr als für das Grundwasser des Erzgebirges der möglichst geringe Höhenstand, (295) 279 Meter Seehöhe, in die Betrachtung genommen wurde, als ferner im Vorangehenden der Beweis dafür erbracht wurde, dass die beiden Reservoire des Pläners und des Porphyrs als wasserdichte Canäle von enormer Dimension construirt erscheinen, aus welchen ein seitliches reichliches Ausfliessen des Grundwassers ausgeschlossen ist — mit Ausnahme des Falles, dass ein von Menschenhand ausgeführter Eingriff die wasserdichte Hülle des einen, ebensogut wie des anderen Reservoirs durchbrechen wollte.

Da nun die Teplitzer Thermen nicht nur nicht hoch emporsprudeln, sondern nach der Katastrophe von 1879 sich sogar tiefer zurückgezogen haben unter den ehemaligen Ausfluss aus den Löwenköpfen, kann die Voraussetzung, dass das höherliegende Grundwasser der erzgebirgischen Porphyrmasse direct mit dem der Teplitzer Porphyrmasse zusammenhänge, nicht der Wahrheit entsprechen — und wir sind in unserem Falle an die Betrachtung der isolirten Grundwassermasse des Teplitzer Reservoirs angewiesen und bemüssigt, anzunehmen, dass der höhere Stand des Teplitzer Grundwassers gegenüber dem des Pläner Grundwassers nicht als Auftrieb zu betrachten sei; dass aber höchstwahrscheinlich der grössere Druck des Porphyr-Grundwassers in Folge relativ höheren Spiegelstandes, das Einfliessen des Pläner Grundwassers in das Phorphyrreservoir verhindert und dessen Wasser gegen Anreicherung mit kalkigem Wasser, überhaupt gegen das Hartwerden schützt.

Demgemäss ist das Grundwasser des Porphyrs sowohl als das des Pläners einfach das auf das unbedeckte Gebiet des Porphyrs und des Pläners auffallende und versinkende Meteorwasser.

Ein flüchtiger Anblick der geologischen Karte in Fig. 1 *a* und *b* genügt dazu, um einzusehen, dass die den Atmosphärien unmittelbar ausgesetzten oberflächlichen unbedeckten Theile des Porphyrs einen grösseren Flächenraum der Einsickerung bieten, als die des Plänergebietes; überdies wird der Regen von dem klüftigen Porphyr gewiss leichter in sein Inneres hereingelassen, als dies von dem mit reichlicher und tiefer Ackererde und üppiger Vegetation überdeckten Pläner vorausgesetzt werden kann.

Hierin und in den Niveauverhältnissen mag es zum Theile liegen, dass das Porphyrgrundwasser eine höhere Seehöhe mit seinem Spiegel zu erreichen im Stande ist als das Plänergrundwasser in neuerer Zeit.

Umgekehrt scheint es früher gewesen zu sein, zur Zeit, als die Riesenquelle noch bei 306 Meter Seehöhe (oder 307 Meter Seehöhe, die Angaben differiren), das Teplitzer Thermalwasser aber an den Löwenköpfen bei 303 Meter Seehöhe ausfloss.

Das Thermalwasser von Teplitz.

Die bisher erörterten geologischen Verhältnisse reichen also nur so weit, um uns das Vorhandensein des Porphyrgrundwassers neben dem Plänergrundwasser zu erklären.

Die Temperatur des Thermalwassers namentlich, welche von der Porphyrmasse selbst, oder von der Plänermasse wegen ihrer seichten, nicht tief in das Erdinnere eingreifenden Lagerung, den Grundwässern nicht mitgetheilt werden kann, fordert dazu auf, eine anderweitige Quelle der Wärme, einen Wärmebringer oder Wärmeabgeber zu suchen.

Bevor dies unternommen wird, scheint es mir vorerst nöthig, die Temperaturverhältnisse des Teplitzer Thermalwassers ausführlich zu besprechen.

Temperaturverhältnisse des Teplitzer Thermalwassers.

Während alle älteren und neueren Angaben über die Temperatur der Urquelle vor der Katastrophe vom Jahre 1879 darin übereinstimmen, dass das Thermalwasser der Urquelle 39·5° R. besessen habe, tauchen seit 1879 sehr wesentlich abweichende Angaben über die Temperatur des Thermalwassers von Teplitz-Schönau auf, die trotz allem ursprünglichen Widerstreben zur allgemeinen Kenntniss gelangen müssen.

Die ersten derartigen Notizen fand ich in Naaff: Die Dux-Teplitzer Gruben- und Quellenkatastrophe vom Jahre 1879 (Teplitz 1879, Knapp in Leipzig).

„Am 3. März 1880, als man mit Schachtabteufen die Urquelle erreicht hatte, kamen die Herren Sigmund und Wolf beschmutzt aus dem Schachte herauf und verkündeten: „„Es ist Thermalwasser, meine Herren! 37·2° R. Wärme in 13·25 Meter Teufe unter dem Strassenpflaster."" pag. 110.

Dortselbst, pag. 147, steht geschrieben, dass in den Spalten des Urquellenschachtes, als die Quelle mit dem Abteufen verfolgt wurde, man fand, dass in den nördlichen und westlichen Spalten der Schachtsohle das Thermalwasser 38·4° R., in den südlichen aber nur 38·2° R. Wärme besass.

Eine mit diesen Daten verwandte Erscheinung scheint mir in den Angaben zu liegen, dass man in der Schachttiefe der Urquelle und der anderen Quellen kalte Wässer zuzusitzen beobachtete.

Weit zahlreichere einschlägige Daten wurden nunmehr von den Quellenbesitzern in den „Aeusserungen zur Geschichte der Abteufung des Stadtbadquellenschachtes" und der anderen Quellen in Folge einer Aufforderung von meiner Seite protokollarisch zur Kenntniss gebracht.

Ich halte diese „Aeusserungen“ für sehr wichtig und bringe dieselben hier in ihrer ursprünglichen Fassung zum Abdrucke. Sie sind von Männern niedergeschrieben, die die betreffenden Arbeiten durchzuführen hatten und sie sind aus, in den betreffenden Archiven bewahrten Original-Diarien, der Handsamkeit zu lieb, abgekürzt verfasst, mit der ausdrücklichen Versicherung, dass die Thatsachen sämmtlich aufgeführt erscheinen, dagegen die in der Unglückszeit gehegten Gefühle, Befürchtungen und momentanen Eindrücke, die zum Wesen der Sache selbst nichts hinzufügen, weggelassen wurden.

Die von den Bergwerksbesitzern durchgeführten gleichzeitigen Sanirungsarbeiten haben in Zechner's obcitirter Abhandlung eine gediegene Darstellung gefunden.

Beilage I.

Zur Geschichte der Abteufung des Stadtbadquellenschachtes (Urquelle) in Teplitz.

Als am 10. Februar 1879 der unglückselige Wassereinbruch im Döllinger Schachte bei Dux herbeigeführt wurde, da erwachte in Teplitz ernste Besorgniss, dass durch die Ereignisse in den Dux-Ossegger Schächten den Teplitzer Thermen eine unabsehbare Gefahr drohe.

Als aber am 13. Februar gegen 6 Uhr Morgens der Wasserspiegel der Urquelle im Stadtbade ein continuirliches Sinken zeigte, da bemächtigte sich ein allgemeiner und berechtigter Schrecken der gesammten Bevölkerung von Teplitz und Alles strömte von Nah und Fern zum Stadtbade, um sich mit eigenen Augen von dem so plötzlich hereingebrochenen Unglücke zu überzeugen; das Unmögliche war möglich geworden, und eine mehr als 1000 Jahre sprudelnde Segensquelle war im Versiegen begriffen.

Um 11 Uhr Vormittags versammelte sich das Stadtverordneten-Collegium und wurde über Antrag des Stadtrathes Herrn C. Stöhr beschlossen, eine telegraphische Anzeige von dem eingetretenen Rückgange der Thermalquellen in Teplitz an den Minister-Präsidenten mit der Bitte zu richten, sofort eine Commission zur Untersuchung der ernsten Sachlage herzusenden.

Vom k. k. Bezirkshauptmann Regierungsrath Herrn Merbeller wurde bei der böhmischen Statthalterei ebenfalls telegraphisch um die Entsendung von Geologen angesucht.

Ueber Antrag des Civil-Ingenieurs Herrn A. Siegmund wurde eine ständige Quellen-Commission gewählt.

In erster Reihe erliess die Quellen-Commission eine Kundgebung an die Bevölkerung von Teplitz, in welcher die über Teplitz hereingebrochene Katastrophe in ernster Weise besprochen und die Versicherung gegeben wurde, dass das Stadtverordneten-Collegium alle Massregeln ergreifen werde, um die Quelle wieder zum Ausflusse zu bringen.

Die mittlerweile eingetroffenen Sachverständigen, Bergrath H. Wolf und Professor Dr. Laube, welchen vom städtischen Bauamte, von der Aussig-Teplitzer und Dux-Bodenbacher Eisenbahn sämmtliche Nivellements von Teplitz bis zum Döllinger-Schacht bei Ossegg, sämmtliche Pläne, Karten etc. zur Verfügung gestellt wurden, gaben die beruhigende Versicherung, dass die Teplitzer Quellen-Katastrophe eine unmittelbare Folge des am 10. Februar 1879 stattgefundenen Wassereinbruches im Döllinger-Schachte sei.

Ueber Anordnung des Bergrathes Wolf wurden vom städtischen Bauamte täglich Brunnenmessungen vorgenommen, welche zum Nachweise dienen sollten, nach welcher Richtung ein weiteres Absinken der Quellenspiegel, sowie das allmälige Versiegen der Brunnen erfolgt, die mit den Thermen durch Klüfte im Porphyr in Verbindung stehen.

Ebenso sollte hierdurch klargelegt werden, ob nicht durch das Ansteigen des Wasserspiegels in den Dux-Ossegger Schächten ein Rückstau auf die Thermalwasser führenden Brunnen in Teplitz zu beobachten wäre.

Zu diesem Behufe wurde vom städtischen Bauamte eine Karte von Teplitz angefertigt, in welcher sämmtliche Brunnen eingezeichnet erscheinen und wurde dieselbe auch dazu benützt, um die geologischen Verhältnisse von Teplitz klarzulegen.

Vom städtischen Bauamte wurde eine genaue Aufnahme der Thermalspalten der nun versiegten Urquelle angefertigt, um aus dem Streichen und Verflächen der Quellenspalten und deren Gesteinswinkel die nöthigen Anhaltspunkte für eine eventuelle Schachtabteufung zu erhalten.

Die alte Quellenfassung im Stadtbade, ca. 1·2 Meter breit, 3·75 Meter lang, war ganz in Porphyr gelegen, mit der Sohle von Nord nach Süd, das ist vom Stadtbade nach der Strassenseite unter einem Winkel von 6 bis 7 Grad fallend.

Die südliche Felswand war auch nicht senkrecht, sondern zeigte eine geneigte Fläche unter einem Winkel von 18 Grad gegen die verticale von Nord nach Süd abweichend, das ist von der Strassenseite nach dem Stadtbade einfallend.

Am 22. Februar, 11 Uhr Vormittags, wurde zur Inangriffnahme der Teufungsarbeiten geschritten. Nach Abräumung des Strassenpflasters am Stadtbade, welches in der Seehöhe 205·0 Meter liegt, zeigte sich festes Gestein, und zwar Porphyr, welcher mittelst Dynamit gesprengt werden musste.

Die nun an die Sprengtechniker Mahler und Münch übertragenen Sprengungsarbeiten nahmen einen derartigen Verlauf, dass am 27. Februar der Schacht bei einem Profil von 4·58 Meter Länge und 3·05 Meter Breite eine Tiefe von 6·00 Meter erreichte, was einer Seehöhe von 199·018 Meter entspricht.

Die fortgesetzten Arbeiten ergaben am 2. März eine Schachttiefe von 11·0 Meter und wurde die erfreuliche Bemerkung gemacht, dass die Temperatur in der Thermalspalte, welche 15° R. zeigte, bedeutend zunahm; auch wurde die Zunahme von condensirtem Wasser in der Quellenspalte bemerkbar, woraus mit ziemlicher Sicherheit geschlossen werden konnte, dass die heissersehnte Quelle in unmittelbarer Nähe wiedergefunden werden müsse.

Und endlich am 3. März, gegen 7 Uhr Morgens, wurde die Quellenspalte in einer Seehöhe von 191·768 Meter angehauen.

Nun wurde von Seite der Quellencommission mit der Prager Maschinenfabrik Breitfeld & Daněk wegen der Lieferung einer Wasserhebmaschine ein Vertrag abgeschlossen und am 4. März wurde der Bau eines Kesselhauses in Angriff genommen.

Am 8. März wurde eine 25pferdige Locomobile und eine Centrifugalpumpe aufgestellt und am 9. März mit der Hebung des Thermalwassers begonnen. Eine am 13. März vorgenommene Messung des gehobenen Thermalwassers ergab 37 Cubikfuss = 1·17 Cubikmeter Wasser pro Minute. Der Wasserstand im Quellenschachte betrug beim eingestellten Pumpenbetrieb 1·5 Meter.

Am 16 März wurde bereits mit der Einmauerung der Dampfkessel im Kesselhause begonnen. Durch das stetige Ansteigen des Wasserspiegels im Quellenschachte wurden der rascheren Abteufung desselben grössere Schwierigkeiten verursacht; die Schachttiefe betrug am 24. März 15·000 Meter, was einer Seehöhe von 190·018 Meter gleichkommt.

Am 29. März endlich war der Wasserandrang so stark, dass an eine weitere Fortsetzung der Teufungsarbeiten nicht mehr gedacht werden konnte, weil die vorhandenen Betriebsmittel nicht ausreichten und die Arbeiter in Folge der Einwirkungen des heissen Thermalwassers matt und gänzlich leistungsunfähig wurden.

Die Teufungsarbeiten wurden bei einer Schachttiefe von 15·15 oder 189·868 Meter Seehöhe eingestellt und mit der Ausmauerung des Quellenschachtes in der Seehöhe von 192 Meter in einem Grundrisse von 3·58 Meter Länge und 2·05 Breite begonnen.

Die Ausmauerung wurde 50 Centimeter stark aus scharfgebrannten Ziegeln in Cement und Quarzsand gemauert, von 192·0 Meter bis zum Schachtkranz in der Seehöhe von 205·0 Meter hergestellt.

Da der Bäderbetrieb durch die Hebung des Thermalwassers mit Maschinen und Pumpen nunmehr in einer anderen Weise eingerichtet werden musste, als es vor der Katastrophe der Fall war, wo das Thermalwasser selbstthätig in die Bäder floss, so wurde vom städtischen Bauamte ein Project für die herzustellenden Adaptirungen im Stadtbade ausgearbeitet.

Während die Adaptirungsarbeiten im Innern des Stadtbades rasch gefördert wurden, wurde die Ausmauerung des Quellenschachtes fortgesetzt und mit der Versetzung der Eisenträger, welche als Fundamente für die einzubauende Cornwall-Wasserhebmaschine dienen, begonnen.

Eine Thermalwassermessung ergab ein Wasserquantum von 2·5 Cubikmeter pro Minute.

Am 3. April wurde mit der Montirung der neuen Cornwall-Wasserhebmaschine begonnen, neben welchen Arbeiten auch die Ausmauerung des Quellenschachtes ununterbrochen fortgesetzt wurde.

Das zum Bäderbetrieb erforderliche Thermalwasser wurde mittelst Centrifugalpumpen gehoben.

Während der Einbau der Wasserhebmaschine im Quellenschachte rüstig gefördert wurde, wurde auch der Bau des Kesselhauses rastlos weiterbetrieben, so dass am 22. April schon eine Probeheizung der Dampfkessel stattfinden konnte.

Erwähnt wird noch, dass die Dampferzeugung in zwei Kesseln von fünf Atmosphären Spannung und 35 Pferdekräften stattfindet, welche sich in dem vom Stadtbade über 220 Meter weit entfernten Kesselhause befinden, das mit dem Stadtbade durch eine fünfzöllige Dampfrohrleitung in Verbindung steht.

Am 26. April wurde unmittelbar neben dem Quellenschacht im Innern des Stadtbades mit der Herstellung des Fundamentes zur Aufstellung einer kleineren liegenden 12pferdigen Reserve-Dampfmaschine begonnen.

Am 1. Mai wurde die neue Cornwall-Wasserhebmaschine probeweise in Betrieb gesetzt; eine Messung ergab, dass das gehobene Thermalwasser 2·14 Cubikmeter pro Minute betrug.

Am 10. Mai wurde die Locomobile ausser Betrieb gesetzt, während die Centrifugalpumpen (von der neuen Reservemaschine zu betreiben) entsprechend im Quellenschachte eingebaut wurden, um bei vorkommenden Betriebsstörungen an der Cornwallmaschine sofort als ein Ersatzmittel zur Wasserhebung zu dienen.

Vom 11. Mai angefangen wurden alle Arbeiten soweit verrichtet, dass am 16. Mai 1879 die feierliche Uebergabe des vollendeten Werkes von der Bauoberleitung an die Stadtgemeinde stattfinden konnte.

Im Verlaufe der Saison 1879 fanden wiederholt Berathungen der Quellencommission statt.

Es wurde beschlossen, den Stadtbad-Quellenschacht soweit abzuteufen, dass dessen Sohle unter das Niveau der Einbruchstelle im Döllinger-Schacht niedergebracht werde, eventuell eine Tiefbohrung vorzunehmen, durch welche die Urquelle vor ähnlichen Katastrophen geschützt und von den Entwässerungsarbeiten der Dux-Ossegger Kohlenwerke unabhängig gestellt werde.

Am 14. September 1879 wurde von der Maschinenbau-Actiengesellschaft vormals Breitfeld, Daněk & Comp. mit der Demontirung der Cornwallmaschine im Stadtbad-Quellenschacht begonnen.

Im Auftrage der k. k. Bezirkshauptmannschaft Teplitz sind seit dem 28. September 1879 die Wasserstandsmessungen im Stadtbad-Quellenschacht täglich eingesendet worden.

Am 12. October 1879 sendete Ingenieur Béla Zsigmondy den Plan zur Anfertigung eines Bohrthurmes und wurden diese Arbeiten, nachdem das Schachtgewölbe demolirt, die schweren Maschinenbestandtheile der Cornwallmaschine sammt Pumpe, welche seither unter Wasser standen, aus dem Schachte entfernt waren, am 31. October 1879 vollendet.

Während dieser Zeit wurde mit der liegenden Dampfmaschine bei der grössten Leistung zweier Centrifugalpumpen mit 6zölligen Steigrohren Thermalwasser nur zu dem Zwecke gehoben, um das Niederbringen der Wasserspiegel in den Dux-Ossegger Schachten fördern zu helfen; doch senkte sich der Wasserspiegel im Stadtbad-Quellenschacht, dessen Sohle die Seehöhe von 190·25 Meter hat, nur sehr langsam; derselbe hatte

am 15. September 1879	die Seehöhe von . . .	198·75 Meter,
„ 1. October	„ „ „ „ . . .	198·32 „
„ 15. „	„ „ „ „ . . .	196·12 „
„ 31. „	„ „ „ „ . . .	193.89 „
„ 15. November	„ „ „ „ . . .	193·22 „

Vom 10. bis 19. November 1879 war der von Herrn Zsigmondy gesandte Bohrmeister mit der Montirung für die zu beginnende Bohrung beschäftigt und wurde die Bohrung am 19. November 1879 in der Seehöhe von 190·00 Meter begonnen.

Die Bohrung bewegte sich ausnahmslos im Porphyr, der bald mehr, bald weniger klüftig, zum Theil auch von sehr grosser Härte war.

Am 22. December 1879 brach der Bohrer ab; am 24. December 1879 wurde die Bohrung fortgesetzt, am 27. December wurde aber die Bohrung ganz eingestellt, um mit der Abteufung des Stadtbad-Quellenschachtes wieder fortfahren zu können.

Das Bohrloch erreichte eine Tiefe von 28·67 Meter, in der Seehöhe von 161·33 Meter.

Dasselbe hate einen Durchmesser von 230 Millimeter und wurde die betrübende Wahrnehmung gemacht, dass dasselbe gar kein Wasser zubringt, da es in taubem Gestein gebohrt war.

Nachdem die Führungsrohre und die Bohrwerkzeuge entfernt waren, wurde am 29. December 1879 die Abteufung des Stadtbad-Quellenschachtes in der Seehöhe von 190·26 Meter fortgesetzt.

Die Teufungsarbeiten wurden unter Leitung des städtischen Bauamtes Tag und Nacht ununterbrochen durch sich ablösende Arbeiterpartien betrieben, über welche die disponiblen beiden Bohrmeister des Ingenieurs Béla Zsigmondy die Aufsicht führten.

Das Gestein wird mit Dynamit gesprengt, welcher durch eine elektrische Batterie gezündet wird, nachdem mehrere 26 Millimeter im Durchmesser haltende Bohrlöcher mit Dynamitpatronen gefüllt wurden.

Der Schacht selbst erreichte am 31. December 1879 die Schachtsohle von 189·2 Meter Seehöhe.

Vom 3. Jänner 1880 ab, wo die Schachttiefe die Seehöhe von 188·75 Meter erreichte, wurde die 6zöllige Centrifugalpumpe mit der liegenden Dampfmaschine in Verwendung genommen.

Am 8. Jänner erreichte der Schacht die Tiefe von 188·26 Meter Seehöhe und war der Wasserandrang bereits schon so stark, dass eine 6zöllige Centrifugalpumpe in ununterbrochener Thätigkeit erhalten werden musste.

Am 14. Jänner 1880 wurde zur Wasserhebung ein Pulsometer Nr. 10 in den Schacht eingebaut und die Centrifugalpumpe gleichzeitig in Betrieb gesetzt.

Am 22. Jänner 1880 wurde bei der Schachttiefe von 186·28 Meter Seehöhe bemerkt, dass das Gestein in der östlichen und westlichen Schachtwand immer klüftiger wurde, daher mussten diese Wände sorgfältig abgestuft werden.

Der Wasserandrang wird immer grösser, so dass er nur durch die gleichzeitige Verwendung der Centrifugalpumpe und des Pulsometers bewältigt werden kann.

Nichtsdestoweniger erreichte der Schacht am 24. Jänner l. J. die Seehöhe 185·98 Meter, so dass der Schacht vom 29. December 1879 bis 24. Jänner 1880 um 5·9 Meter abgeteuft wurde.

Am 31. Jänner 1880 erreichte die Schachtsohle die Seehöhe 183·10 Meter.

Da aber eine weitere Abteufung des Schachtes gefährlich zu werden beginnt, da sich von den Wandungen grosse Felsstücke ablösen, welche an mehreren Stellen abgestuft werden mussten, so wurde vom Executivcomité die vom städtischen Bauamte beantragte Ausmauerung des Stadtbad-Quellschachtes beschlossen und mit diesen Arbeiten am 1. Februar 1880 begonnen.

An diesem Tage wurde zugleich ein zweiter Pulsometer Nr. 10 in den Schacht eingebaut und in Betrieb gesetzt.

Zur Schachtausmauerung mussten die Widerlager für die Gurten in Felsen ausgesprengt werden und wurde über den Gurten ein 50 Centimeter starkes Ziegelmauerwerk in Cement hergestellt.

Die Schachtausmauerung wurde am 12. Februar 1880 vollendet, und nachdem der Schacht gereinigt, die Centrifugalpumpe, welche wegen der Ausmauerung sammt den Rohrleitungen entfernt werden musste, wieder eingebaut, nachdem das alte Quellenmauerwerk, an dessen Stelle das Fundament der neu zu situirenden Cornwallmaschine hergestellt werden musste, demolirt war, wurde die eigentliche Schachtteufung am 16. Februar l. J. wieder fortgesetzt.

Während dieser Zeit wurde auch der Versuch gemacht, mittelst Pulsometer aus dem Bohrloch zu pumpen, welcher Versuch aber daran scheiterte, da nicht genug Wasser dem Sauger im Bohrloch zuströmte.

Von der Firma Eichler resp. Hall in Wien wurde ein Pulsometer Nr. 11 bestellt und auch angeliefert, um die Mittel zur Wasserhebung zu vergrössern.

Derselbe wurde auch in den Schacht in dieser Zwischenzeit eingebaut.

Die Teufung wurde am 16. Februar 1880 fortgesetzt und erreichte am 21. Februar 1880 die Seehöhe 181·90 Meter.

Da man sah, dass der Wasserandrang immer grösser wurde, so wurde beschlossen, die Wasserhebung anders einzurichten.

Es wurde eine Locomobile von 25 Pferdekräften zum Betrieb der Centrifugalpumpen aufgestellt und wurde in den Schacht ein grosses Gefäss von $4^1/_2$ Cubikmeter Inhalt eingebaut, um die Leistung der Pulsometer zu vermehren, von welchen der

unterste das Wasser in das Gefäss ergoss und so die Saug- und Druckhöhe für die übrigen vermindert wurde.

Gleichzeitig mit der Aufstellung der Locomobile wurde mit der Demontirung der liegenden Dampfmaschine (Reserve) begonnen, um den nöthigen Raum für das Fundament der Cornwallwasserhebemaschine zu gewinnen.

Seit dem 21. Februar l. J. wurde die Bemerkung gemacht, dass sich der Wasserspiegel in den inundirten Schächten nur sehr wenig senkt, wodurch auch der ungemein grosse Wasserandrang erklärt war.

Am 12. März 1880 wurde der 9zöllige Kreisel abmontirt, aus dem Schacht entfernt, statt dessen aber ein Pulsometer Nr. 10 über dem Reservoir eingebaut.

An diesem Tage hatte die Teufung des Schachtes die Seehöhe von 179·40 Meter erreicht; der Schacht ist also 25·6 Meter tief und hat an der Sohle einen festen rothen Porphyr und befindet sich die Quellenspalte noch immer auf der vom Stadtbade abgekehrten Schachtseite, von der Hauptmauer aber doch 1 Meter entfernt.

Die Wassermenge des Stadtbad-Quellenschachtes wird eine umso grössere, je mehr die Schachtsohle in den Auftrieb geteuft wird, und variirt daher nach der Differenz zwischen der Schachtsohle und dem Wasserspiegel in den Dux-Ossegger Schächten.

Gegenwärtig beträgt die Wassermenge über 4 Cubikmeter.

Da aber seit dem 13. März 1880 der Wasserspiegel in den inundirten Dux-Ossegger Schächten von Tag zu Tag stieg, so konnte am 17. März, nachdem Tags zuvor die Teufung des Schachtes die Seehöhe von 179·00 Meter erreicht hatte, die Bewältigung des Wasserandranges im Stadtbad-Quellenschachte nicht mehr erzielt werden, und wurde daher unverzüglich zur Montirung der Cornwallmaschine sammt Einbau der Pumpe geschritten.

Es wurden im Schachte die Quadern für die Pumpenträger versetzt, das Fundament für die Cornwallmaschine und den Balancier ausgemauert, die Montirung der Cornwallmaschine sammt Pumpe besorgt.

Zur Speisung der Bäder wurden zwei Pulsometer übereinander gesetzt, von welchen der untere dem oberen Pulsometer das Wasser zuführt.

Der Wasserspiegel im Schachte ist im Steigen begriffen.

Am 26. März waren sämmtliche Fundamente für die Cornwallmaschine und Pumpe vollendet.

Die Maschinenfabrik sendete zur rascheren Montirung der Maschine und Pumpe einen Ingenieur und noch zwei Monteurs und wurde die Montirung, nachdem ununterbrochen Tag und Nacht (mit Ausnahme des Ostersonntages) gearbeitet wurde, am 20. April 1880 beendet und die Wasserhebemaschine am 21. April in Betrieb gesetzt.

Am 22. April wurde, trotzdem die Saison eigentlich schon begonnen, die Teufung des Stadtbad-Quellenschachtes mit Hilfe der Cornwallmaschine fortgesetzt.

Am 1. Mai 1880 hatte der Schacht eine Tiefe in der Seehöhe von 177·10 Meter erreicht, wobei bemerkt wird, dass der Wasserspiegel im Döllinger Schacht die Seehöhe von 167·93 Meter hatte, sonach von der Einbruchstelle noch circa 15 Meter entfernt war.

Bei der Weiterteufung des Schachtes wird die Trübung des Wassers von den anwesenden Curgästen mit Unwillen bemerkt.

Es wurden daher Filtrirvorrichtungen angewendet, jedoch nur mit geringem Erfolg, weil dieselben wohl die festen Bestandtheile, das feine Porphyrmehl aus den Bohrlöchern zur Sprengung des Felsens zurückhielten, keineswegs aber die unangenehme Färbung des Wassers durch den Ocker beseitigen konnten.

Nachdem noch am 13. Mai 1880 die Pumpe für die Kesselspeisung mit Thermalwasser eingesetzt und dann der Quellenschacht eingewölbt wurde, erreichte die Teufung, respective die Schachtsohle am 15. Mai 1880 die Seehöhe von 175·55 Meter.

Trotz der Cursaison wird nichtsdestoweniger die Teufung des Stadtbad-Quellenschachtes nach den Pfingstfeiertagen fortgesetzt.

Der Versuch, die Teufung bei verdecktem Schachte vorzunehmen, scheiterte an der hohen Temperatur, welche dann im Schachte herrschte; aber auch bei offenem Schachte war in Folge der äusseren hohen Temperatur dieselbe im Schachte so gross, dass die Arbeiter von Unwohlsein und Erbrechen befallen wurden, wozu natürlich der eigenthümliche Geruch des Thermalwassers auch das seinige beitrug.

Da die Quellenspalte nicht senkrecht nach abwärts führt, sondern nach Süd abweicht, so ist man gezwungen, derselben nachzugehen und nach auswärts von der süd-

lichen Schachtwand, von welcher die Quellenspalte in der Seehöhe 175·0 Meter schon mehr als 1 Meter entfernt liegt, Felsensprengungen vorzunehmen, um den freien Ausfluss des Thermalwassers aus der seitwärts abweichenden Quellenspalte zu erreichen.

Fig. 3.

Stadtbad-Quellenschachtschnitt von Nord in Süd (Urquelle).

Es wird daher an der Erweiterung und Vertiefung der wasserführenden Spalte gearbeitet, um einen grösseren Wasserzufluss zu erreichen; denn durch das forcirte Abpumpen der Grubenwässer in den Dux-Ossegger Schächten wurde der Zufluss des Thermalwassers im Stadtbad-Quellenschacht derart verringert, dass das gehobene Thermalwasser für den Bäderbetrieb nur noch knapp ausreichte.

Am 26. Mai 1880 musste die Senkung der Pumpe im Stadtbad-Quellenschachte vorgenommen werden.

Das Senken der Pumpe wurde in 43 Stunden durchgeführt.

In Folge des sich fast gleichbleibenden Wasserspiegels seit 10 Tagen konnte am 31. Mai l. J. bei der Seehöhe des Wasserspiegels von 177·25 Meter nicht weitergeteuft werden, weil in Folge der hohen äusseren Temperatur, die der Temperatur im Schachte fast gleichkam, eine Ventilation nicht mehr eintreten konnte, und in Folge dessen der längere Aufenthalt im Schachte unmöglich war.

Schon nach zweistündiger Arbeit mussten die Arbeiter den Schacht in einem Zustande der Erschöpfung verlassen, der an Ohnmacht grenzte.

Vom 7. bis 11. Juni 1880 wurden die nöthigen Vorbereitungen getroffen, um bei eventueller Weiterteufung des Schachtes die Pulsometer und die Dampfwandpumpe tieferstellen zu können.

Mit 13. Juni beginnt der Wasserspiegel im Stadtbad-Quellenschacht bedeutend zu sinken und wurde der Versuch gemacht, den Schacht zu teufen; jedoch ist trotz eines neu aufgestellten Ventilators der längere Aufenthalt der Arbeiter im Schachte nur kurze Zeit möglich und erreichte die Teufung des Schachtes am 18. Juni 1880 die Seehöhe von 175·32 Meter.

Der Wasserzufluss in den Schacht ist sehr klein und wird fortwährend an der Erweiterung der Quellenspalte gearbeitet, um einen grösseren Wasserzufluss zu erhalten.

Die Pumpe saugt häufig Luft und muss zur Vermeidung dessen dieselbe weniger Hübe machen, wodurch die zum Bäderbetrieb nothwendige Wassermenge nicht beigestellt werden kann, und so war es denn auch die höchste Zeit, dass von der hohen k. k. Statthalterei das Pumpen in den Dux-Osseger Schächten am 20. Juni eingestellt wurde; dadurch ist die Badesaison 1880 noch in der zwölften Stunde gerettet worden.

Aus dem vom städtischen Ingenieur Herrn Freyer verfassten „Diagramm über die Wasserstände und Teufungsresultate im Stadtbad, und Steinbad-Quellenschacht in Teplitz und des Wasserstandes im inundirten Fortschrittschacht bei Ossegg“ kann recht deutlich entnommen werden, welchen Einfluss die Sumpfungsarbeiten in den inundirten Dux-Ossegger Kohlenwerken auf den Wasserstand des Stadtbad-Quellenschachtes ausübten, und kann aus demselben entnommen werden, dass besonders in der Zeit

vom 24. Jänner bis 11. Februar,
„ 23. Februar „ 23. März,
„ 29. Mai „ 27. Juni 1880

Verzögerungen in der Wasserhebung eintraten, und dass vom 27. Juni bis zum 18. August 1880 ein rapides continuirliches Steigen des Wassers in den inundirten Dux-Ossegger Kohlenwerken von der Seehöhe 165·77 Meter bis auf die Seehöhe 174·29 Meter, also um 8·52 Meter in 53 Tagen, in Folge der von der k. k. Statthalterei angeordneten Einstellung des Pumpens eintrat.

Durch diese Vorgänge, welche die Abhängigkeit der Arbeiten im Stadtbad-Quellenschachte von der Wasserhebung in den Dux-Ossegger Kohlenwerken so recht zur Geltung brachten, machte sich die Ueberzeugung immer mehr geltend, dass nur durch Verschliessung der Einbruchstelle im Döllinger Schachte Hilfe gebracht werden kann.

Zu diesem Zwecke musste man aber zu der Wassereinbruchstelle gelangen können, was nur durch energisches Pumpen zu bewerkstelligen ist, und in der That wurde auch mit den Sumpfungsarbeiten am 31. August 1880 wieder begonnen und dieselben anhaltend fortgesetzt.

In Folge des Pumpverbotes auf den inundirten Kohlenwerken war es durch den hohen Wasserstand möglich, dass die Saison 1880 einen ungestörten Verlauf nahm.

Nach derselben wurden abermals die umfassendsten Vorbereitungen zur weiteren Abteufung des Stadtbad-Quellenschachtes getroffen.

Vor Ende der Saison wurde der Auftrag ertheilt, die Maschinenbau-Actiengesellschaft in Prag zu veranlassen, dass dieselbe die durch die ununterbrochene Verwendung ziemlich reparatursbedürftige Wasserhebemaschine im Stadtbad-Quellenschacht zur Wasserhebung für die nach der Saison einzuleitende Teufung des Schachtes tauglich mache.

Die Maschinenfabrik Breitfeld & Daněk sandte am 7. October l. J. einen Monteur mit den umgearbeiteten Reserveventilen, der sodann die Wasserhebemaschine wieder in einen brauchbaren Zustand versetzte, welche Arbeit er am 16. October 1880 beendete.

Der Wasserstand im Stadtbad-Quellenschacht betrug am 7. October 178·64 Meter, am 16. October aber 177·22 Meter Seehöhe während die Sohle des Schachtes in der Seehöhe von 175·32 Meter lag, wobei also an eine Teufung noch immer nicht zu denken war, da der Wasserstand noch 1·9 Meter betrug.

In den inundirten Schächten hatte der Wasserstand am 7. October die Seehöhe von 168·08, am 16. October aber noch die Seehöhe 167·39 Meter.

Um daher die Zeit nicht nutzlos verstreichen zu lassen, wurde vom Executivcomité der Quellencommission angeordnet, dass die Ausmauerung des Schachtes, welche Arbeit in den Monaten Mai und Juni 1880 nicht mehr durchzuführen war, jetzt vorgenommen und in Regie durchgeführt werde.

Am 18. October wurde denn auch mit der Aussprengung der Widerlager für die herzustellenden Gurten begonnen.

Bei Ausweitung des Schachtes für die Ausmauerung wurde in 30 Meter Tiefe ein goldigglitzerndes Gestein gefunden, das wahrscheinlich Chalkopyrit oder Pyrrhotin ist; das Mineral ist fast mikroskopisch klein, zerstreut, kugelig oder drusenartig vereinigt und erscheint fast wie ein Absatz aus dem Wasser, weil es nur in den Rissen und Spalten, also dort gefunden wird, wo das Wasser deutlich seine Spuren der Berührung mit dem Porphyr zurückgelassen hat.

Nachdem bis zum 23. October der nöthige Raum für die herzustellenden Gurten gewonnen war, so wurde unverzüglich mit der Wölbung und Ausmauerung begonnen.

Während der Schachtausmauerung wurde zum Betriebe des vom Ingenieur Vojaček gesandten Ventilators ein 4pferdiger Gasmotor aufgestellt, obwohl der Ventilator noch keine Verwendung findet, weil bei der herrschenden äusseren niedrigen Temperatur der Schacht sich von selbst ventilirt, was durch die eingebauten Abtheilungen für die Fahrten, für den Maschinenraum und für die Haspelförderung ungemein befördert wird.

Am 31. October 1880 wurde die Abteufung des Stadtbadquellenschachtes wieder in Angriff genommen.

Die Sohle des Stadtbad-Quellenschachtes hatte die Seehöhe 175·32 Meter, der Wasserstand hatte die Seehöhe 175·89 Meter, dagegen in den inundirten Schächten die Seehöhe 166·93 Meter.

Den 7. November 1880 musste der Sauger der Pumpe gesenkt werden.

Am 9. November erreichte die Sohle des Quellenschachtes die Seehöhe von 173·80 Meter, worüber der Wasserstand in 174·20 Meter Seehöhe steht.

Da die Saughöhe schon über 6 Meter gross war, so functionirte die Pumpe nicht mehr und wurde daher beschlossen, den Saugsatz zu senken, und zwar durch Einschaltung eines 2 Meter langen Steigrohres, mit welcher Arbeit am 9. November Nachmittag 1 Uhr begonnen wurde.

Aus der vorhergehenden Beschreibung sämmtlicher Veranlassungen und Arbeiten zur Teufung des Quellenschachtes resultirt ganz bestimmt, dass die Zeit gut ausgenützt wurde, dass sämmtliche Materialien, Werkzeuge, Maschinen zur rechten Zeit herbeigeschafft, die Arbeiter entsprechend und unter der Aufsicht von Fachmännern verwendet wurden, dass überhaupt die Stadtgemeinde alles aufbot, um die Abteufungsarbeiten im Quellenschachte mit allen nur zweckdienlichen Mitteln zu fördern.

Am 1. November betrug die Höhe des Wasserstandes im Quellenschachte in Folge der fortschreitenden Entwässerungsarbeiten in den Dux-Ossegger Kohlenwerken nur noch 62 Centimeter.

Die Abteufungsarbeiten konnten daher in Folge des niedrigen Wasserstandes und in Folge der vorzüglichen Leistungen der Wasserhebemaschinen fast ununterbrochen mit den günstigsten Erfolgen betrieben werden, wodurch es möglich wurde, dass am 31. December 1880 die Schachtsohle bis auf die Seehöhe von 163·32 Meter niedergebracht war.

Bis zum 15. Jänner 1881 hatten die Teufungsarbeiten einen ungestörten, günstigen Verlauf und gediehen bis auf die Seehöhe 160·94; nach dieser Zeit musste der Schacht wieder ausgemauert werden, da durch die Sprengungen mit Dynamit die Schachtwände gänzlich zertrümmert waren, daher einen zu grossen Druck auf die Schachtzimmerung ausübten; so wurde vom 16. bis 25. Jänner die Pumpe gesenkt, reparirt und der Kolben gewechselt.

Die Ausmauerung des Schachtes beanspruchte eine Zeit vom 26. Jänner bis zum 25. Februar und wurde von der Seehöhe 162·0 Meter bis zur Seehöhe 176·0 Meter besorgt.

Am 3. März erreichte die Sohle des Schachtes genau die Seehöhe von 160 Meter, somit der Schacht eine Tiefe von 45 Meter, wobei sehr grosse Hindernisse zu überwinden waren.

Die Hauptschwierigkeit lag in dem übergrossen Wasserandrang von sehr hoher Temperatur (38° R.).

Die Hindernisse bei Bewältigung des Wasserandranges waren gross; die besonderen Umstände, dass die Schachtsohle fortdauernd überfluthet ist, daher kein Riss, kein Loos oder Spalt gesehen werden kann, alle Sprengungsarbeiten unter Wasser vorgenommen werden müssen, in einem Schachte mit einer Lufttemperatur von fast 30° R.; wo die Luft noch dazu mit Wasserdämpfen derart geschwängert ist, dass besonders bei niedriger äusserer Temperatur eine solche Condensation der Dämpfe, ein solcher Nebel entsteht, dass ein Arbeiter den anderen kaum sieht; dazu nehmen eingebaute Maschinen in dem doch verhältnissmässig nur kleinen Schachtquerprofil einen grossen Raum ein.

Das Herabstürzen grosser Wassermassen nicht nur aus der Seehöhe von 169 Meter, sondern auch aus zahlreichen anderen Spalten der Südseite auf die tiefere Schachtsohle, der klüftige Porphyr, welcher auf der Südseite keinen Halt hat, die dadurch hervorgerufene äusserst sorgfältige und feste Auszimmerung des Schachtes, das sofortige Steigen des Wassers von der Schachtsohle bis auf die Seehöhe von circa 175 Meter bei eventuellem Stillstande der Pumpe, die hierdurch hervorgerufene schwierige Senkung derselben bei der fortschreitenden Teufung, das nachherige Abpumpen dieser hohen fortwährend durch starken Zufluss gespeisten Wassersäule, die Zerstörung der Pumpenbestandtheile durch den scharfen Quarz- und Porphyrsand, das sind doch gewiss Hindernisse und Schwierigkeiten, welche bei der Beurtheilung der Abteufung des Stadtbad-Quellenschachtes in's Gewicht fallen und wohl noch niemals so vereint bei einer Schachtabteufung aufgetreten sind.

Diese Schwierigkeiten waren bei der von Sr. Durchlaucht dem Fürsten Clary ohne Anwendung von Pumpen vorgenommenen Abteufung der Frauen-Quelle im Fürsten-

bad und der Augen-Quelle in der Colonnade im Curgarten nicht vorhanden. Bis Anfangs März war der Schacht an Stelle der Frauen-Quelle bereits circa 18 Meter tief abgeteuft, wobei aber noch kein Wasser gefunden wurde, während in dem Schachte an Stelle der Augen-Quelle in der Tiefe von circa 27 Meter nur eine ganz geringe Quantität Wasser sich zeigte, ohne die Teufung zu hindern und ohne den Einbau einer Wasserhebemaschine nöthig zu machen.

Bis zum 10. März 1881 verringerte sich die Wassermenge im Stadtbad-Quellenschacht derart messbar, dass die Pumpe nur noch 5·8 Hub machte, während sie früher bis 7 Hub machen musste, um das Wasser zu bewältigen.

Eine weitere Wahrnehmung ist die, dass sich besonders an der Ostseite des Schachtes ein an Gneis erinnerndes Gestein, allerdings nur in schwachen Gängen zeigt, und es fällt die Quellenspalte von Ost nach West ein, wie aus dem beiliegenden Schachtplane ersehen werden kann, wo die Bemerkung angebracht ist „Links verschwindend, nach rechts abfallend“, d. h. annähernd von Ost nach West.

Der Wasserspiegel steigt consequent bis auf die Seehöhe von 176 Meter.

Da die grösste Wassermenge von der Südseite des Schachtes aus der Seehöhe von circa 170·0 Meter kommt, auf der Sohle des Schachtes in der Seehöhe von 158·74 Meter aber gar kein Quellenausbruch stattfindet, so brach sich die Ueberzeugung immer mehr Bahn, dass von der weiteren Abteufung des Schachtes kein Heil zu hoffen sei; doch wurde dieselbe unverdrossen fortgesetzt, um dem Auftrage der hohen Regierung zu entsprechen, welche angeordnet hatte, dass die Thermenschächte bis unter die Einbruchsstelle im Döllinger Schachte abzuteufen seien.

Nach der Schachtausmauerung wurde die ununterbrochen fortgesetzte Schachtabteufung wieder mit günstigen Erfolgen weiterbetrieben, so dass am 14. April 1881 die Seehöhe der Einbruchsstelle im Döllinger Schachte (152·80 Meter) erreicht wurde.

Am 20. April 1881 erreichte die Schachtsohle die Seehöhe von 150·97 Meter, wodurch dem Auftrage der hohen k. k. Statthalterei entsprochen wurde, welcher vorschrieb, dass der Stadtbad-Quellenschacht so weit abgeteuft werden müsse, dass dessen Sohle mindestens 2 Meter unter das Niveau der Einbruchsstelle im Döllinger Schachte zu liegen kommt.

Bei der nunmehr erreichten grossen Schachttiefe von 54·03 Meter in der Seehöhe 150·97 Meter wurde der Pulsometerbetrieb unzuverlässig, weshalb unterm 27. Februar 1881 bei der Prager Maschinenbau-Actien-Gesellschaft vormals Ruston & Comp. eine Reserve-Dampfmaschine sammt Pumpe bestellt wurde, welche als Reserve-Wasserhebmaschine dienen sollte, sobald eine Betriebsstörung an der Cornwall-Maschine eintrat.

Diese Reservemaschine, eine liegende Zwillings-Dampfmaschine, wurde unmittelbar neben dem Bureau des Stadtbades situirt, wobei ein Theil des Maschinenraumes unter der Badegasse liegt, in welchem das grosse Rillenrad und die Pumpenwelle untergebracht wurden.

Die Wasserhebvorrichtung, welche von der Dampfmaschine mittelst Seilantrieb in Thätigkeit gesetzt wird, besteht aus einem Hubsatz, welcher im Stande ist, aus der Teufe von 60 Meter eine Wassermenge von circa 70 Cubikmeter per Stunde zu heben.

Am 6. März wurde mit den Demolirungsarbeiten zur Herstellung des Maschinenraumes für die neue Reservemaschine und gleichzeitig mit der Herstellung der Maschinenfundamente begonnen, welche Arbeiten am 22. März vollendet waren.

Am 24. März wurde mit der Montirung der Reservemaschine und mit dem Einbau der Pumpenträger in den Quellenschacht begonnen.

Um den Einbau der Pumpe bewerkstelligen zu können, wurden am 1. April die Pulsometer aus dem Schachte entfernt, und nachdem sämmtliche Fundamentquadern und Pumpenträger versetzt waren, wurde am 15. April mit dem Einbau der Pumpe begonnen, deren Montirungsarbeiten ununterbrochen gefördert wurden, so dass die Inbetriebsetzung der neuen Reserve-Wasserhebmaschine am 7. Mai 1881 erfolgen konnte.

Durch die Abteufung des Quellenschachtes bis auf die Seehöhe von 150·97 Meter wäre die Urquelle allerdings von den Entwässerungsarbeiten in den Dux-Ossegger Kohlenwerken vollkommen unabhängig geworden, wenn die Quellenspalte sich noch im Schachte befunden hätte; da dieselbe aber schon in der Seehöhe von 179·00 Meter sich vom Quellenschachte nach auswärts in südlicher Richtung unter einem Winkel von 18° entfernte, so war der Zufluss der Thermalwässer in der grösseren Tiefe des Quellenschachtes nur auf die im Porphyr sich befindenden feinen Risse und Spalten beschränkt und verlor sich endlich ganz, je mehr man sich der Schachtsohle näherte.

Die unter so schwierigen Verhältnissen und mit so enormen Kosten durchgeführte Abteufung des Stadtbad-Quellenschachtes bis auf die Seehöhe von 150·97 Meter genügte daher für die Sicherung eines ungestörten Wasserbezuges aus dem abgeteuften Schachte keineswegs, sondern es musste der ungehinderte freie Ausfluss des Thermalwassers aus der Quellenspalte bewirkt werden.

Um dieses zu erreichen, wurde beschlossen, an der Südseite des Quellenschachtes nach der Richtung der Quellenspalte in der Seehöhe von 153·52 Meter einen Querschlag anzulegen. (Siehe: Fig. 3 auf pag. 446.)

Am 26. Mai 1881 wurde mit dem Ausbrechen eines Querschlages begonnen; derselbe wurde in durchgehends festem Gestein (Porphyr) ausgesprengt und erhielt ein lichtes Profil von 1·50 Meter Breite und 1·90 Meter Höhe.

Mit dem 1. Juni erreichte der Stollen eine Länge von 6·2 Meter; da aber noch immer keine Spuren vorhanden waren, welche auf die Nähe der Quellenspalte schliessen liessen, so wurden die Arbeiten in der Seehöhe von 153·52 Meter eingestellt und mit dem Ausbrechen der Quellenspalte in der Seehöhe von 169·00 Meter begonnen.

Gleichzeitig mit diesen Arbeiten wurde mit dem Ausbrechen eines zweiten Querschlages in der Seehöhe von 166·36 Meter begonnen; auch diese Arbeiten hatten keinen günstigen Erfolg, weshalb dieselben, der vorgerückten Saison wegen, wieder eingestellt werden mussten.

Am 7. Juni wurden sämmtliche Arbeiten eingestellt, da der hohe Stand des Wasserspiegels im Quellenschacht in 166·4 Meter Seehöhe genügende Sicherheit bot, um das für den Bäderbetrieb nöthige Thermalwasser für die Saison 1881 aus dem Schachte entnehmen zu können, während der Spiegel im Döllinger Schachte die Seehöhe von 155·4 Meter erreichte.

Seitdem aber im Döllinger Schachte die grosse Wasserhebmaschine in Betrieb gesetzt wurde, trat ein rasches Sinken der Quellenspiegel, besonders im Steinbade, Schlangenbade und Neubade ein; der Einfluss auf die Stadtbadquelle machte sich nur durch eine geringere Wassermenge geltend, was aus Folgendem hervorgeht:

Der k. k. Regierungsrath Herr Merbeller pflog am 4. August im Stadtbade die Erhebung, ob Teplitz so viel Ueberschuss an Thermalwasser habe, um die Schönauer Bäder speisen zu können.

Das Resultat der Erhebung war ein verneinendes und folgendes:

„Die Therme ergibt gegenwärtig in einer Minute 0·6 Cubikmeter Wasser und da von Früh 4 Uhr bis Abends gegen 9 Uhr durch fast 16 Stunden ununterbrochen gepumpt wird, so werden täglich 576 Cubikmeter Therme gehoben.

Was die Quantität anbelangt, so zeigt sich, dass die Stadtbadquelle seit ungefähr drei Monaten, d. i. seit die Einbruchsstelle im Monate Mai 1881 im Döllinger Schacht blossgelegt und die Therme seither ungehindert dahin abfliesst, immer weniger und weniger Wasser gibt, derzeit nur noch 0·6 Cubikmeter pro Minute, während früher durch Pumpen ein Wasserquantum von 2 Cubikmeter in derselben Zeit gewonnen wurde.

Der Wasserstand bleibt im Stadtbad-Quellenschachte nicht gleich hoch stehen; täglich sinkt er um 2 bis 5 Centimeter, so dass der höchste Wasserstand nur mehr auf der Seehöhe von 169·11 Meter steht, während er am 17. Juni noch auf der Seehöhe von 170·43 Meter stand.

Um die Bäder speisen zu können, musste also sehr gespart werden; es wurde nicht allein der Wassereinlass in die Badebecken verringert, sondern es wurden auch die Badestunden beschränkt, wodurch der Gemeinde noch ein pecuniärer Verlust erwachsen ist.

Aus dieser Darstellung resultirt, dass die Stadtbadtherme gegenwärtig nicht so viel Thermalwasser gibt, als sie für die ihr zugewiesenen Badehäuser benöthigt, daher auch absolut nicht im Stande ist, an Schönau eine Therme abzugeben."

Nach beendigter Saison, und zwar am 29. September 1881, wurden die Teufungsarbeiten im Stadtbad-Quellenschacht abermals wieder aufgenommen und wurde am 7. October mit dem Tieferlegen der Quellenspalte in der Seehöhe von 167·52 Meter begonnen; am 17. October war der freie Ausfluss des Thermalwassers bis auf die Seehöhe von 166·20 Meter und am 22. October bis auf die Seehöhe 165·00 Meter tiefer gelegt worden.

Die Quellenspalte wurde sonach direct in Angriff genommen und stets nach unten vertieft; der Wasserandrang war bis zum 1. November 1881 ein etwas

grösserer wie im Sommer, doch ist er nicht anhaltend und wird successive immer schwächer in demselben Verhältnisse, wie der Wasserspiegel sinkt.

Bei der Aufschlitzung der Quellenspalte zeigte sich ein reichlicher Wasserzufluss aus der Seehöhe 160·95, weshalb dort ein Querschlag angelegt wurde.

Der Erfolg dieser Arbeiten war ein äusserst günstiger, denn schon am 23. November wurde eine Quellenspalte angeschlagen bei der Länge des Querschlages von 4·2 Meter, woraus sich ein mächtiger Wasserstrahl in den Schacht ergoss, so dass beide Pumpen bei der angestrengtesten Leistung (circa 3 Cubikmeter pro Minute) kaum im Stande waren, das zuströmende Wasser zu bewältigen.

Der vorgenannte Querschlag erreichte am 10. December eine Länge von 10·6 Meter und da in demselben an mehreren Punkten reichliche Wasserzuflüsse bemerkbar wurden, so wurde noch ein Zweigstollen an der rechten Seite des Längenstollens angelegt, durch welchen ein Zufluss von Thermalwasser erschlossen wurde; der Zweigstollen erreichte eine Länge von 5·75 Meter.

Am 16. December wurde der Quellenschacht behufs commissioneller Besichtigung der Teufungsarbeiten von dem k. k. Ober-Bergcommissär Herrn Mlady und vom Bergdirector Herrn Fitz befahren und in allen seinen Theilen, Querschlägen etc. einer genauen Controle unterzogen, wobei die Herren Bergbauverständigen die Aeusserung abgaben, dass die im Betriebe stehenden Schlitzarbeiten in Anbetracht der localen Verhältnisse die einzig richtigsten Massnahmen seien, um zum Ziele zu gelangen.

Am 17. December wurden die Wasserspiegel in sämmtlichen Thermenquellenschächten von Herrn Ober-Bergcommissär Mlady commissionell gemessen, ebenso die Seehöhe der abgeteuften Schachtsohlen ermittelt, wie dieselben aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich sind:

	Quellschachtsohle	Wasserspiegel
Stadtbad-Quellenschacht	150.97	166.94
Frauen-Quelle	166·00	167·06
Augen-Quelle	167·00	167·90
Steinbad-Quelle	170·80	173·96
Neubad Hügelquellschacht	170·83	173·35
Neubad Feldschacht	171·80	174·30

Bemerkt sei hier, dass vom k. k. Revierbergamt Brüx unterm 15. November 1881, Z. 9320, die Seehöhe der Einbruchsstelle im Döllinger Schacht mit 156·45 Meter festgesetzt wurde, während sie früher irrthümlich mit 152·8 Meter beziffert war.

In der Stadtbad-Quelle selbst blieb man in fortwährendem Contact mit der Quellenspalte theils durch Aufschliessung des südlichen Schachtstosses, theils durch Treibung von Querschlägen, von welchen der längste in der Seehöhe von 160·0 Meter liegt, der 10·6 Meter lang nach südwestlicher Richtung getrieben ist.

Dieser Querschlag zeigt grosse Aufschlüsse; man sieht hier, dass die Hauptquellenspalte eine andere Richtung annimmt, und während bei der Entfernung von 4·2 Meter vom Schachte das Thermalwasser aus der Tiefe in grosser Menge kommt, aber mit geringerer Temperatur, so strömt das heissere Wasser von 38° R. aus einer Spalte am Ende des Querschlages, jedoch nur in geringerer Menge, und während die rechte Seite des Querschlages eine ganz kühle Wand zeigt, so ist die linke Ulme heiss zu nennen und quillt aus der kleinsten Spalte Thermalwasser von 38° R.

Es ist daher am Zusammenstosspunkt des Querschlages in der Seehöhe 160 Meter mit der Hauptthermalspalte, und zwar in der verlängerten Richtung derselben, ein Zweigstollen angelegt worden, der, obwohl schon 6 Meter lang, dennoch kein anderes Resultat ergeben hat, als dass aus seiner Stirnseite heisses Wasser, jedoch nur in geringer Menge rieselt.

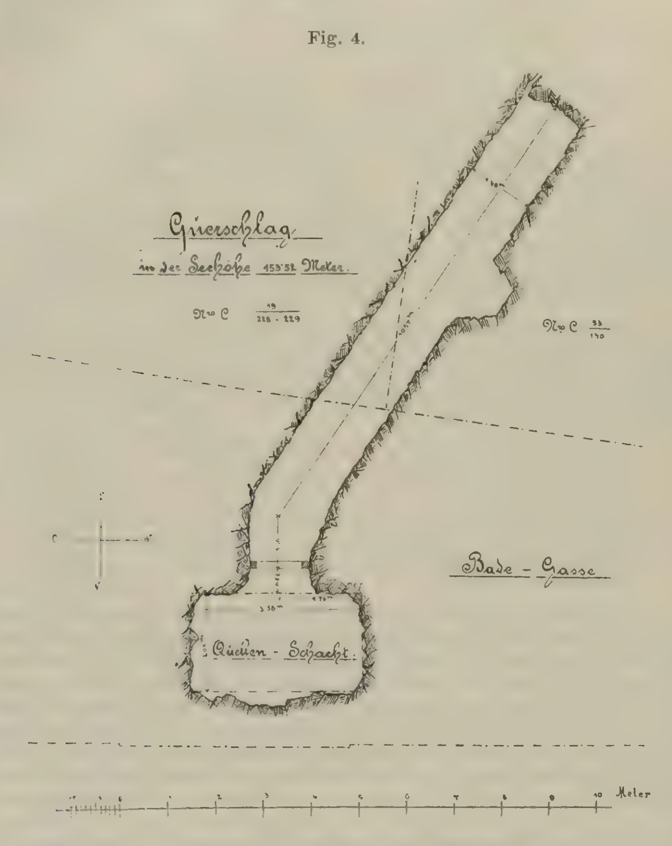
Die Gesammtwassermenge der Spalte ist dieselbe geblieben, d. h. circa 42 Cubikfuss per Minute.

Aus dem beschriebenen Querschlage in der Seehöhe 160 bis 162 Meter besteht das Gestein zwar aus demselben Porphyr wie früher, an welchem aber die krystallinische Gestalt besonders hervortritt und zeigt, dass in Folge der windschiefen Flächen eine beständige Verdrehung, respective Verwerfung der Hauptthermalspalte eintreten kann.

Da eine Verlängerung des Querschlages keinen weiteren Aufschluss mehr geben konnte, so wurden am 5. Jänner 1882 die Arbeiten zur Verlängerung desselben in der Seehöhe von 161·95 Meter eingestellt, um den in der Seehöhe von 153·52 Meter begonnenen Querschlag fortzusetzen.

Am 8. Jänner wurde mit der Verlängerung des Querschlages in der Seehöhe von 153·52 Meter begonnen und schon am 11. Jänner zeigte ein vermehrter Zufluss von Thermalwasser auf einen günstigen Erfolg; *auch steigerte sich die Temperatur der Luft im Stollen auf* 34·5° R., woraus mit Sicherheit auf die unmittelbare Nähe der heissen Thermalspalte geschlossen werden konnte.

Fig. 4.



Querschlag in der Seehöhe 153·52 Meter im Stadtbad-Quellenschachte (Urquelle).

Der Querschlag selbst erreichte die Länge von 9·43 Meter und wurde an der Verlängerung desselben rüstig weiter gearbeitet.

Nach langwieriger mühe- und sorgenvoller Arbeit ist es endlich am 16. Jänner 1882 gelungen, die Hauptthermalspalte in der Seehöhe 153·5 Meter Morgens 3 Uhr anzuschlagen, worauf sich alsbald durch den mächtigen Erguss in den Quellenschacht der Wasserspiegel bis 6 Uhr Morgens um 10 Meter hob.

Die Hauptthermal-Quellenspalte zeigt die früher schon in der Seehöhe von 175·00 Meter beobachtete Hauptrichtung von Ost nach West und ergiesst 37° R. haltendes Thermalwasser.

Die Hauptthermalspalte wurde in dem untersten Querschlage in der Seehöhe von 153·5 Meter aufgefunden, indem man in der sicheren Voraussetzung weiterarbeitete, dass die Verfolgung des Looses an der östlichen Querschlagswand in der Seehöhe 153·5 Meter durch Steigung und Streichung bedingt, dieselben günstigen Resultate erzielt werden können, wie in dem Querschlage in der Seehöhe 160·0 Meter, wo die Thermalquellenspalte bereits erschlossen war.

Dass diese Voraussetzung richtig war, zeigte der heutige günstige Erfolg, wobei noch einige Vorkommnisse eingehender beschrieben werden sollen, wie folgt:

Schon seit einigen Tagen war der Thermalwasserzufluss an der Stirnseite des Querschlages an der östlichen Ulme grösser wie seither und erhöhte sich die Temperatur des Wassers, die anfänglich mit 33·5° R. beobachtet wurde, auf 35° R.

Der Wasserzufluss war am 15. Jänner Mittags 12 Uhr ein derartiger, dass das Wasser aus der sich etwas erweiterten Spalte mit Druck in einem Bogen herausströmte.

An demselben Tage 9 Uhr Abends wurde noch eine Sprengung der nächsten Umgebung der engen Spalten mittelst 4 geladener Bohrlöcher bewirkt, wodurch ein noch grösserer Wasserzufluss eintrat, so dass die Cornwall-Wasserhebmaschine das andringende Wasser gerade nur bewältigen konnte.

Es wurden daher in der Voraussetzung, dass ein grösserer Wassereinbruch erfolgen könne, alle Vorbereitungen zur schnellen Bergung der Arbeiter getroffen und letztere angewiesen, die Quellenspalte vorsichtig zu erweitern.

Das Wasser entströmte derselben mit 37° R. und brach um 4 Uhr Morgens den 16. Jänner aus einer circa 10 Centimeter breiten und 30 Centimeter hohen Oeffnung, mit einer solchen Mächtigkeit ein, dass sich die Arbeiter flüchten mussten.

Von diesem Augenblicke an war die Cornwallmaschine, trotz der grössten Anforderung an dieselbe, nicht mehr im Stande, den Wasserspiegel im Quellenschacht zu halten, so dass derselbe um 7 Uhr bereits die Seehöhe von 162·5 Meter erreichte.

Der Wasserspiegel der Therme im Quellenschacht, welcher während der Arbeiten im Querschlage durch ununterbrochenes Pumpen auf der Seehöhe 152·4 Meter niedergehalten wurde, stieg jetzt nun rapid und zeigte auch in der nachfolgenden Zeit ein continuirliches Steigen.

Da nun die Tiefe des Thermal-Quellenschachtes von 54·03 Meter bei constatirter Seehöhe des Strassenpflasters am Stadtbade von 205·0 Meter bis auf die Seehöhe 150·97 Meter hinabreicht, so liegt die Sohle des Quellenschachtes weit unter der von der k. k. Bergbehörde mit 156·459 Meter constatirten Seehöhe der Wassereinbruchsstelle im Döllinger Schachte.

Indem nun die Quellenspalte im Thermalschachte des Stadtbades erschlossen wurde und das Thermalwasser derart stieg, dass es am 20. Jänner 1882 die Seehöhe 160·40 Meter und am 1. Februar aber schon die Seehöhe 166·63 Meter einnahm, mussten die Teufungsarbeiten auch in der Frauenquelle des Fürstenbades eingestellt werden, die bis zu diesem Zeitpunkte ohne Anwendung von Wasserhebvorrichtungen nur dann vorgenommen wurden, als der Wasserspiegel im Stadtbad-Thermalschachte durch kostspielige Wasserhebeeinrichtungen auf einem tiefen Stande erhalten wurde, wobei dann die im Porphyr vorkommenden Spalten, Risse, Klüfte nicht nachtheilig durch ihre Wasserdurchsickerungsfähigkeit auf die Teufungsarbeiten in der Frauenquelle wirken konnten.

Indess schritten die Arbeiten zur Verschliessung der Einbruchsstelle im Döllinger Schachte rüstig vor, nachdem seit Mitte Mai 1881 der Wasserspiegel im Döllinger Schachte durch die dortselbst aufgestellte grosse Wasserhaltungsanlage auf der Seehöhe von circa 155·0 Meter erhalten wurde.

Der Fortschrittschacht wurde bereits am 14. Mai 1881 in der Seehöhe 137·08 Meter wasserfrei, während die Sumpfungsarbeiten im Nelson bis zum 2. August 1881 die Seehöhe 84·90 Meter erreichten.

Endlich gelang es, die Einbruchsstelle im Döllinger Schachte am 20. Mai 1882 zu schliessen, worauf alsbald zu den Pfingstfeiertagen das Steigen der Therme im Stadtbad-Quellenschacht, welche am 20. Mai 1882 in der Seehöhe 166·54 Meter stand, derart auffallend begann, dass dieselbe folgende Côten erreichte, und zwar:

am	1. Juni	1882	die Seehöhe	166·58	Meter
„	14. „	„	„ „	166·99	„
„	1. Juli	„	„ „	168·01	„
„	14. „	„	„ „	168·50	„
„	1. August	„	„ „	169·53	„
„	1. September	„	„ „	171·63	„
„	1. October	„	„ „	174·21	„
„	1. November	„	„ „	177·21	„
„	1. December	„	„ „	179·81	„
„	1. Jänner	1883	„ „	182·88	„
„	1. Mai	„	„ „	188·96	„
„	1. October	„	„ „	191·86	„

am	1. Jänner	1884	die	Seehöhe	194·96	Meter
„	1. Mai	„	„	„	197·71	„
„	1. October	„	„	„	198·76	„
„	1. Jänner	1885	„	„	200·70	„
„	1. Mai	„	„	„	201·54	„
„	1. October	„	„	„	200·76	„
„	1. Jänner	1886	„	„	201·42	„
„	1. Mai	„	„	„	202·06	„
„	1. October	„	„	„	201·27	„
„	1. Jänner	1887	„	„	201·66	„
„	1. Mai	„	„	„	201·41	„
„	1. October	„	„	„	200·90	„
„	1. Jänner	1888	„	„	186·44	„

Hieraus ist ersichtlich, dass der Auftrieb der Therme nach der Verschliessung im Döllinger Schachte sehr stark war, und dass er immer schwächer wird, je näher sich die Therme dem ursprünglichen Niveau, dem Ausfluss aus den ehemaligen Löwenköpfen der Stadtbadquelle, in der Seehöhe 203·15 Meter nähert.

Da die Druckverhältnisse dadurch eine Aenderung erfahren dürften, weil in der Nähe der Stadtbadtherme an Stelle der Frauenquelle im Fürstenbade und der Augenquelle in der Colonnade im Curgarten Quellenschächte, wenn auch nicht von so bedeutender Tiefe wie der Stadtbad-Quellenschacht, so doch von grossen Querprofilen geteuft wurden, nach welchen die Thermen ausweichen können, wodurch jedenfalls der Auftrieb der Stadtbadtherme geschwächt werden muss, so dürfte dieselbe wohl niemals ihr früheres Niveau in der Seehöhe 203·15 Meter wieder erreichen und wird wohl auch in Zukunft künstlich gehoben werden müssen.

Teplitz, am 13. Februar 1888.

Der städtische Ober-Ingenieur:
A. Freyer.

Beilage II.

Zur Geschichte der Teufung des Steinbades.

Mit dem Eintritt der Quellenkatastrophe vom 10. Februar 1879 hatte sich auch der Einfluss derselben auf die Steinbadquelle geltend gemacht, die von da ab einen geringeren Auftrieb zeigte, und nicht mehr so hoch, wie früher, gespannt werden konnte.

In Folge dessen lieferte die Quelle auch nicht das für den Betrieb der Bäder nöthige Wasserquantum, weshalb zur künstlichen Hebung des Thermalwassers geschritten werden musste.

Zunächst wurde beschlossen, das Wasser mit Hilfe eines zweipferdigen Gasmotors, welcher am 30. Mai 1879 in Betrieb gesetzt wurde, zu pumpen.

Für die Hochsaison musste jedoch noch ein vierpferdiger Gasmotor aufgestellt werden, um eine grössere Wassermenge für den gesteigerten Bäderbetrieb liefern zu können und wurde dieser Motor am 10. Juli 1879 in Betrieb gesetzt.

Indess machte sich das Sinken des Wasserspiegels der Steinbadtherme immer mehr geltend, so dass die Quellen-Commission am 3. Jänner 1880 den Beschluss fasste, die Abteufung der Steinbadquelle vornehmen zu lassen.

Die Steinbadquelle konnte früher bis auf den oberen Rand der Einfassung in 189·57 Meter Seehöhe gespannt werden und war der betreffende Wasserspiegel am 4. Jänner 1880, an welchem Tage die Quelle abgelassen wurde, blos noch bis auf die Seehöhe 187·25 Meter gespannt, so dass nur ein sehr schwacher Einlauf in die zu den Bädern führenden Rohrleitungen stattfinden konnte.

Am 5. Jänner 1880 wurde mit der Teufung des Sandbadquellenschachtes in der Seehöhe 185·98 Meter begonnen und dieselbe bis zum 10. Mai 1880 bis auf die Seehöhe von 170·71 Meter getrieben, wobei sich der Wasserspiegel bis zum 16. Mai 1880 auf die Seehöhe 178·19 Meter stellte.

In derselben Periode wurde auch in der Steinbadquelle, welche schon früher im Jahre 1869 bis auf die Seehöhe 182·40 Meter abgeteuft war, ein Schacht bis auf die Seehöhe 176·82 Meter niedergebracht, und zwar vom 21. Februar 1880 bis zum 20. März 1880, an welchem Tage die Teufung eingestellt wurde, weil die Sohle in

einem festen, weissen Porphyr keine Quellenspalten mehr zeigte, das Steinbad überdies in vollkommener Communication mit dem Sandbade stand.

Bei dieser Gelegenheit sei bemerkt, dass auch die Schlangenbadquelle abgeteuft wurde, woselbst die Arbeiten am 25. Februar 1880 begannen, und mit dem 10. Mai desselben Jahres endeten.

Zugleich wurde der Zusammenhang der Schlangenbad- mit der Steinbadquelle auffallend dadurch constatirt, dass das Wasser im Schlangenbadschacht sofort stieg, wenn die Wasserhebungen im Steinbade eine Unterbrechung erfuhren.

Mit der Beendigung der Teufungsarbeiten im Steinbade ging auch die Aufstellung der Wasserhebeeinrichtung, bestehend aus einer Dampfmaschine mit Pumpe und 2 Kesseln, wovon einer in der Reserve, Hand in Hand, so dass dieselbe am 10. Mai 1880 dem Betriebe übergeben werden konnte.

Vom 10. Mai 1880 an stieg die Therme derart, dass der Wasserspiegel derselben am 4. Juni 1880 die Seehöhe 179·95 Meter erreichte, von welcher er aber durch die rasche Senkung der Wässer in den inundirten Kohlenwerken bei Ossegg bis zum 12. August 1880 bis auf die Seehöhe 178·44 Meter herabgedrückt wurde, so dass der niedrigste Wasserstand nur noch die Höhe von 4·73 Meter über der Schachtsohle hatte.

Indess trat nach dem 12. August 1880, durch das Ende Juni 1880 erfolgte Pumpverbot in den Ossegger Kohlenwerken hervorgerufen, auch eine günstigere Wendung für den Stand der Therme im Steinbad ein, indem dieselbe wieder continuirlich zu steigen anfing und bis zum 1. November 1880 die Seehöhe 183·52 Meter erreichte.

Von dieser Zeit an hob sich der Wasserspiegel der Steinbadtherme sehr langsam bis auf die Seehöhe von 184·47 Meter am 14. Jänner 1881, von welchem Tage an aber nur noch geringe Veränderungen beobachtet wurden, indem der Wasserspiegel nach abwechselndem langsamen Sinken und Steigen bis zum 1. April 1881 seine grösste Seehöhe in diesem Jahre, 184·73 Meter erreichte.

(Aus beiliegendem Verzeichnisse sind die Wasserstände und Teufungs-Resultate im Steinbade in Teplitz vom 14. Jänner 1880 bis zum 20. Mai 1882 zu entnehmen.)

In der Steinbadtherme trat aber nach der Inbetriebsetzung der grossen Wasserhebmaschinen im Döllingerschachte am 15. März 1881 ein rasches Sinken ein, welches aus folgender Tabelle deutlich zu entnehmen ist:

Am	1. April	1881	Wasserspiegel	der	Steinbadquelle	184·73	Meter
„	15. „	„	„	„	„	183·54	„
„	1. Mai	„	„	„	„	181·51	„
„	15. „	„	„	„	„	180·87	„
„	1. Juni	„	„	„	„	179·40	„
„	15. „	„	„	„	„	178·14	„
„	1. Juli	„	„	„	„	177·15	„
„	15. „	„	„	„	„	176·59	„
„	1. August	„	„	„	„	176·17	„
„	15. „	„	„	„	„	175·90	„
„	1. September	„	„	„	„	175·78	„
„	3. „	„	„	„	„	175·76	„
„	15. „	„	„	„	„	176·00	„
„	1. October	„	„	„	„	176·43	„
„	15. „	„	„	„	„	176·64	„
„	1. November	„	„	„	„	176·33	„
„	15. „	„	„	„	„	176·01	„
„	1. December	„	„	„	„	175·28	„
„	15. „	„	„	„	„	174·16	„
„	31. „	„	„	„	„	173·41	„

Dieses rasche Sinken der Wasserspiegel brachte die grössten Unannehmlichkeiten nicht allein für's Steinbad, sondern noch in viel grösserem Masse für das Schlangen- und Neubad, wo mit der ärgsten Wassernoth zu kämpfen war.

Im Steinbad wurde die Wassernoth besonders in den Monaten August und September recht fühlbar, was besonders daraus erhellt, dass das Thermalwasser in der unglaublich kurzen Zeit von 10 Minuten bis auf die Schachtsohle in der Seehöhe 173·71 Meter ausgepumpt werden konnte, während eine Pause von 15 bis 20 Minuten nöthig war, um eine Steigung des Wassers um 70 Centimeter herbeizuführen, bei welchem Wasserstande erst wieder gepumpt werden konnte.

Dieses Verfahren wiederholte sich den ganzen Tag vom frühen Morgen bis zum späten Abend.

Die Wassernoth wurde mit dem Vorschreiten der Saison immer grösser, was besonders, wie schon oben erwähnt, für das Schlangen- und Neubad im erhöhtem Masse der Fall war.

Deshalb wurde auch unterm 29. Juli 1881 durch den k. k. Ober-Bergcommissär Herrn Mlady von Brüx eine commissionelle Untersuchung der abgeteuften Quellenschächte im Stein-, Schlangen- und Neubade vorgenommen.

Am 4. August 1881 leitete der k. k. Regierungsrath Herr Merbeller eine commissionelle Erhebung ein, ob es möglich sei, die Therme aus dem Stadtbade während der Saison nach Schönau in's Schlangen- und Neubad zu leiten, die aber verneinend ausfiel.

Am 17. August 1881 untersuchte der k. k. Bergrath und Chefgeolog der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien, Herr Heinrich Wolf, den Steinbadquellenschacht und sprach sich für die Abteufung desselben aus.

In Folge des Statthalterei-Erlasses vom 13. October 1881 Z. 64173 beantragt die k. k. Bezirksbauptmannschaft Teplitz unter Z. 14242 die Weiterteufung des Quellenschachtes im Steinbade.

Es wurden denn auch bereits am 15. October 1881 die Vorarbeiten zur Teufung der Steinbadquelle bei einem Wasserstande von 176·64 Meter Seehöhe und der Schachtsohle von 173·71 Meter Seehöhe begonnen.

Mit der fortschreitenden Teufung versiegten fast alle Brunnen im Schönauer Thalbecken, ja selbst der Brunnen beim Steinbade, der den ganzen oberen Theil von Schönau mit Wasser versah, ist seit dem 9. December 1881 ausgeblieben.

Am 17. December 1881 wurden die Wasserspiegel in sämmtlichen Thermenquellenschächten von Herrn Ober-Bergcommissär Mlady commissionell gemessen, ebenso die Seehöhe der abgeteuften Schachtsohlen ermittelt, wie dieselben aus nachfolgender Zusammenstellung ersichtlich sind.

	Quellschacht	
	Sohle	Wasserspiegel
Stadtbad-Quellenschacht	155·20	166·91
Frauen- „	166·00	167·01
Augen- „	167·00	167·90
Steinbad- „	170·80	173·96
Schlangenbad- „	169·00	—
Neubad-Hügelquelle	170·83	173·35
Neubad-Feldschacht	171·80	174·30

Bemerkt sei hier, dass vom k. k. Revierbergamt Brüx unterm 15. November 1881, Z. 9320 die Seehöhe der Einbruchsstelle im Döllinger Schacht mit 156·45 Meter Seehöhe festgesetzt wurde.

Am 7. Februar 1882 war der Steinbad-Quellenschacht bereits auf die Seehöhe 163·41 Meter abgeteuft und wurde nun daselbst aus Sicherheitsrücksichten die Schachtausmauerung vorgenommen.

Am 12. Februar 1882, Z. 1147 ersuchte die Gemeinde Schönau um eine gemeinschaftliche Berathung wegen Einstellung der Weiterteufung des Schlangen- und Steinbades.

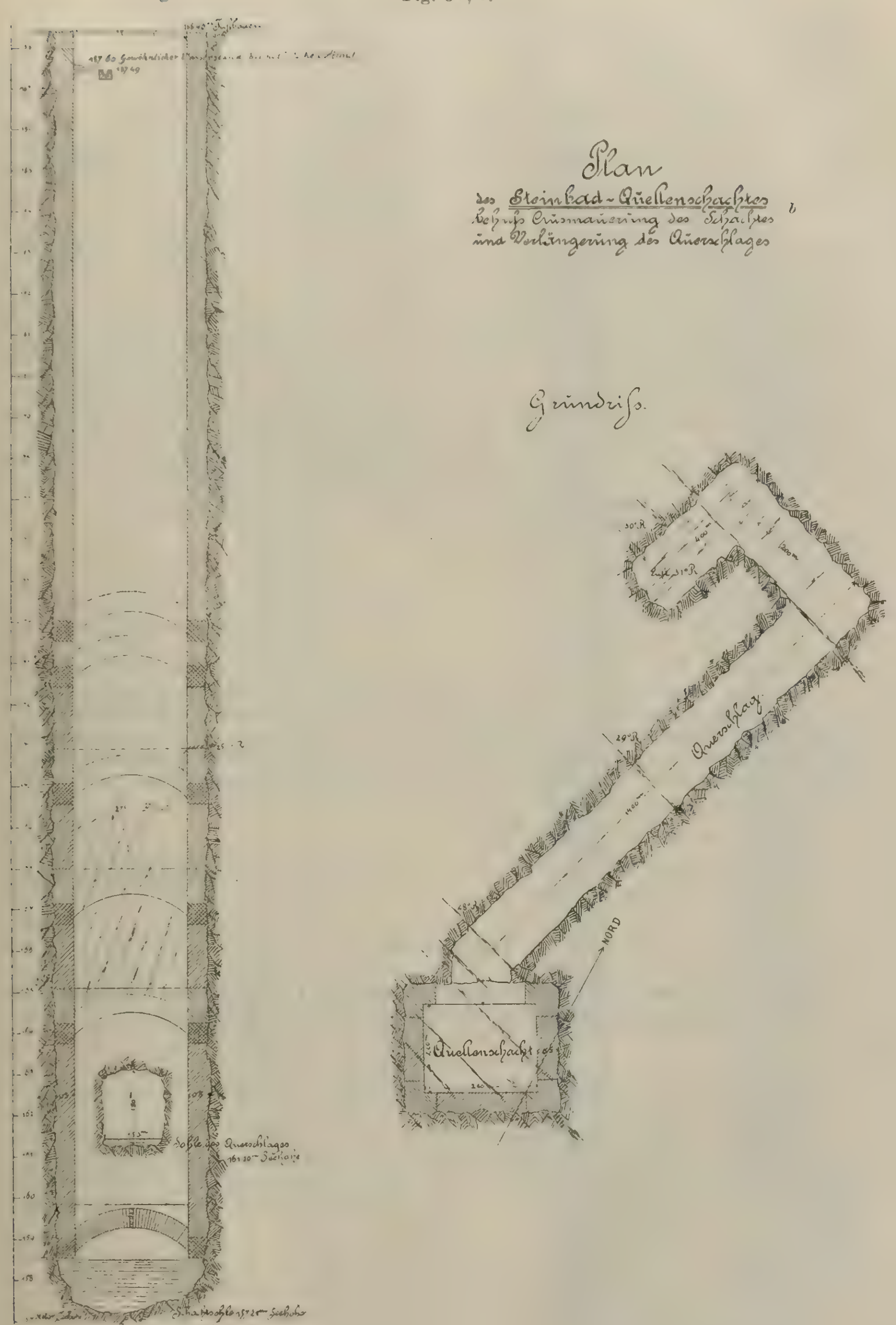
Nachdem aber die k. k. Statthalterei in der Zuschrift vom 12. Februar 1882, Z. 1444 die Weiterteufung bis auf die Seehöhe 155·0 Meter angeordnet hatte, so wurde auch unter Bezug auf den Bericht des städtischen Bauamtes wegen der geringen Wassermenge von der Commission beschlossen, das Steinbad weiter abzuteufen, wovon sowohl die k. k. Bezirkshauptmannschaft Teplitz, als auch die Gemeinde Schönau verständigt wurde.

Unterm 2. April 1882 erreichte die Teufung des Schachtes die Seehöhe 157·21 Meter; die Sohle des Schachtes lag in ganz festem Porphyr, welcher keine Quellspalten zeigte und rieselte das warme Wasser nur aus den höher gelegenen Spalten der Seitenwände, besonders von der Wand an der Nordseite.

Deshalb wurde auch am 2. April 1882 die Herstellung eines Querschlages in der Seehöhe 161·3 Meter begonnen und in nördlicher Richtung weiter getrieben mit aufsteigender Sohle, welche am Ende des 20 Meter langen Querschlages die Seehöhe von 163·0 Meter erreichte, wobei die lichte Höhe des Querschlages 2 Meter betrug, so dass die Firste die Seehöhe von 165·0 Meter erreichte.

Der Querschlag wurde 14 Meter lang, nach Nord gerichtet, getrieben und erhielt von da ab eine westliche Richtung, indem man einer offenen Spalte nachging, aus welcher 29° R. haltendes Thermalwasser strömte.

Fig. 5 *a*, *b*.



Steinbadschacht *a* und dessen in der Seehöhe von 161·30 getriebener Querschlag *b*.

Bei Verfolgung dieser offenen Thermalspalte wurde das Thermalwasser etwas reichlicher und wärmer erschlossen und hatte bei dem 6 Meter langen nach Westen getriebenen Querschlag die Wärme von $30^{1}/_{2}{}^{0}$ R. erreicht.

Der Querschlag ist, wie bereits oben bemerkt, 20 Meter lang und es wurden die Arbeiten eingestellt, als ein weiterer Erfolg nicht in Aussicht stand.

Durch diesen Querschlag, welcher ausschliesslich in Porphyr getrieben wurde und von dessen First das warme Wasser aus den offenen Spalten rieselt, wurde deutlich dargethan, dass sich das reichlichere und wärmere Thermalwasser hauptsächlich in der Seehöhe von 166 bis 169 Meter, d. i. in der Trennungsschichte des Porphyrconglomerates vom festen Porphyr bewegt.

Durch die zweite Teufung des Steinbad-Quellenschachtes bis auf die Seehöhe 157·21 Meter und die Treibung des Querschlages in der mittleren Seehöhe 163·0 Meter wurde am 1. Mai 1882 ein Thermalwasserquantum von 0·6 Cubikmeter pro Minute bei einem Wasserstande von 172·00 Meter Seehöhe erzielt.

Kurze Zeit nach der Einstellung sämmtlicher Teufungsarbeiten im Steinbade wurde durch Herrn Civil-Ingenieur Adolf Siegmund die Einbruchsstelle im Döllinger Schachte geschlossen, nämlich am 20. Mai 1882 (um 10 Uhr 15 Minuten Vormittags), an welchem Tage der Wasserstand im Steinbade die Seehöhe von 172·64 Meter erreichte; alsbald machte sich der wohlthätige Einfluss sichtbar geltend, da trotz des grossen Thermalwasserverbrauches während der Hochsaison in den Monaten Juni, Juli und August der Spiegel der Therme nicht nur nicht sank, sondern sehr stark zu steigen anfing; der Auftrieb der Therme ist aus folgenden Höhencôten ersichtlich:

Am 20. Mai 1882	war	der	Thermenstand	in	172·64	Meter Seehöhe
„ 1. September	„	„	„	„	173·24	„ „
„ 1. October	„	„	„	„	175·34	„ „
„ 1. November	„	„	„	„	178·40	„ „
„ 1. December	„	„	„	„	181·73	„ „
„ 1. Jänner 1883	„	„	„	„	185·59	„ „
„ 1. „ 1884	„	„	„	„	188·25	„ „
„ 12. „ 1884	„	„	„	„	188·46	„ „

Am 12. Jänner 1884 trat das erfreuliche Ereigniss ein, dass das Thermalwasser der Steinbadquelle den Rand der Quelleneinfassung in der Seehöhe 188·46 Meter überquoll und die nächste Umgebung überfluthete, so dass dieser Zeitpunkt des Ueberquellens der Jahrhunderte alten Therme gewissermassen einer neuen Weihe des Terrains vom Steinbade gleichkommt, eine Thatsache, welche täglich viele hundert Pilger im Steinbad freudig begrüssten.

Teplitz, am 13. Februar 1888.

Städtisches Bauamt
Teplitz.

A. Freyer,
Ober-Ingenieur.

Beilage III.

Historische und technische Daten über die Teufung des Thermalquellenschachtes im Schlangenbade zu Schönau.

Vorbemerkungen.

Vor dem Jahre 1868 war die Temperatur des Thermalwassers im Schlangenbade 33·5° R.

Im Jahre 1868/69 wurde über Anrathen des Herrn Bergrathes Wolf und zum Zwecke einer Vermehrung der Wassermenge eine Teufung des Quellenschachtes bis auf die Seehöhe von 181 Meter vorgenommen, in Folge welcher Teufung die Temperatur des Thermalwassers dauernd auf 31° R. herabsank und so bis zur Teufung im Jahre 1881/82 verblieb.

Der Quellenschacht hatte vom Jahre 1869 bis 1881 eine Länge von 2·40 Meter und eine Breite von 1·65 Meter im Lichten und war bis zur Sohle ausgemauert.

Bei der Teufung im Jahre 1881/82 wurde behufs Vergrösserung des Durchschnittes die bisherige Lichtenlänge von 2·40 Meter als lichte Breite angenommen und demselben eine lichte Länge von 3·21 Meter gegeben.

Auszug aus dem Fahrbuche der Teufung im Jahre 1881/82.

(Bauleiter: Berg-Ingenieur Papik.)

Mit der Teufung wurde am 2. November 1881 begonnen und bis zum 8. Meter im Letten fortgesetzt.

Vom 8. Meter war Uebergang zum Pläner und Hornstein bis zum 12. Meter. Von da ab ist bis zur Sohle von 15 Meter Porphyr.

Wurde der Wasserstand in der Seehöhe von 175 Meter erreicht, eine Geviere eingezogen und die Wände verzogen.

18. November. Um 6 Uhr Abends bis 11 Uhr Früh wurde geteuft und gefördert und der Pulsometer eingebaut.

19. November. Von 6 Uhr Früh bis 6 Uhr Abends wurde das Einsetzen der Pulsometerrohre fortgesetzt und um 1 Uhr der Pulsometer in Betrieb gesetzt, sodann weiter geteuft.

20. November. Wurde die Schachtsohle in der Seehöhe von 174 Meter erreicht.
Schachtsohle . . 174 Meter
Wasserstand . . 174·30 „

21. November. Wurden die Löcher zum Geviere eingesprengt, geteuft und gefördert.
6 Uhr Früh Schachtsohle 173.70 Meter
Wasserstand 174 „
Temperatur 24 bis 25 Grad R.

23. November.
6 Uhr Früh Schachtsohle 173·20 Meter
Wasserstand 173·50 „
Temperatur . . 24 Grad R.

24. November.
6 Uhr Früh Schachtsohle 173 Meter
Wasserstand 173·80 „

Konnten die Arbeiter nicht anfahren wegen Wasserandrang.

Um 8 Uhr Abends wurde bei einem Wasserstande von 50 Cm. angefahren und bis 10 Uhr zwei Bohrlöcher gemacht. Um 10 Uhr wurde die Arbeit eingestellt, da der Wasserandrang merklich stieg und im Steinbad wenig gepumpt wurde.

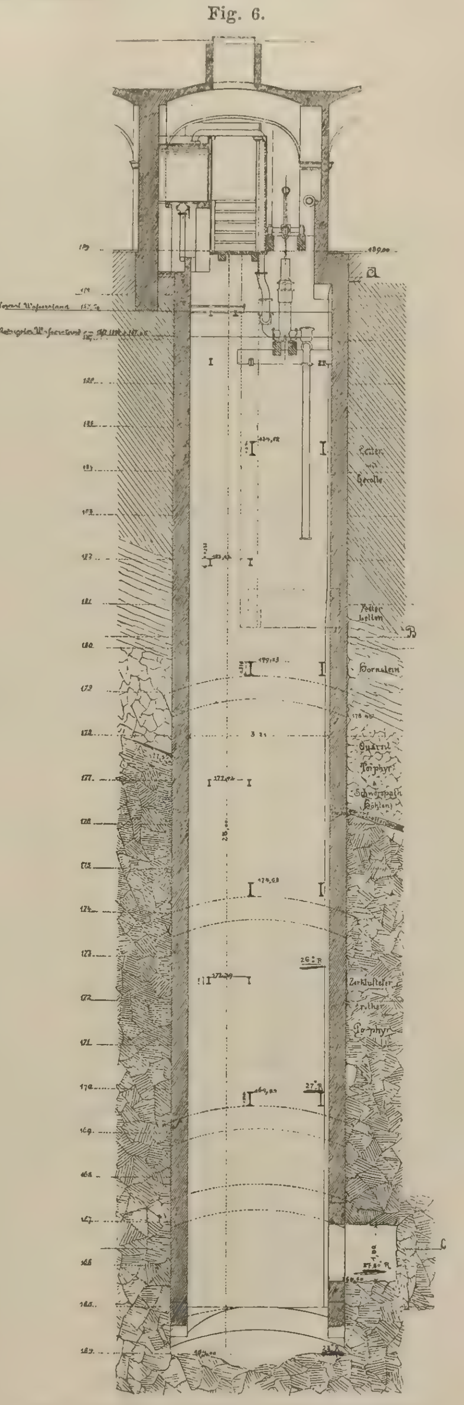
Um 12 Uhr Nachts wurde der Pulsometer eingestellt, da im Steinbade aufgehört wurde.

25. November. Um 5 Uhr wurde der Pulsometer wieder in Gang gesetzt.

Wasserstand um	5 Uhr	175·20 Meter		
„	„ 6	„	174·80	„
„	„ 7	„	174·20	„
„	„ 8	„	174·20	„
„	„ 9	„	173·60	„
„	Nachm. „ 2	„	173·25	„

von da ab wurde der Saugventilkasten schadhaft und musste in Reparatur gegeben werden.

Fig. 6.



Quellenschacht des Schlangenbades in Schönau.

26. November. Um 1 Uhr Nachts wurde der Saugventilkasten wieder eingebaut und um 4 Uhr der Pulsometer in Gang gesetzt.

Wasserstand 4 Uhr . . . . 174·86 Meter
„ 7 „ . . . . 173·96 „
„ 8 „ . . . . 173·75 „
„ 9 „ . . . . 173·75 „
„ 10 „ (Sohle bei 173 Meter, der Schacht 16 Meter tief) . 173·07 „
„ 11 „ . . . . 173·52 „

Abends wurde bis 12 Uhr geteuft und gefördert.

27. November. Wurden 2 Bohrlöcher abgeschossen.

Schachtsohle . . . . 173 Meter
Wasserstand um 2 Uhr . . . . 173·40 „
„ „ 3 „ . . . . 173·60 „

Wurde die Arbeit eingestellt und der Pulsometer ausser Thätigkeit gesetzt.

Wasserstand um 6 Uhr Früh . . . . 175·20 Meter.

Wurde um 6 Uhr mit dem Abmontiren des Pulsometers begonnen. Wurde der Pumpeneinbau fortgesetzt.

28. November. Wasserstand 6 Uhr . . . . 175·40 Meter
„ 8 „ . . . . 2·3 „
„ 9 „ . . . . 2·29 „

29. Pumpeneinbau fortgesetzt.

Wasserstand um 6 Uhr Früh . . . . . . 175·20 Meter
„ „ 12 „ Mittags . . . . . 174·80 „
„ „ 6 „ Abends . . . . . 174·80 „

30. November. Pumpeneinbau fortgesetzt.

Wasserstand um 6 Uhr Früh . . . . . . 175·20 Meter
„ „ 12 „ „ . . . . . . 175·106 „
Pumpeneinbau, Sohle des Pistons bei . . . 176·165 „

1. December. Seehöhe d. Thürschwelle vom Gang zum Schachte 189 Meter
„ „ Laufbühne beim Haspel . . . . . 190·145 „
„ 1. Tragkranz im Neuschachte . . . . 188·496 „
„ 2. Kranz . . . . 187·446 „
„ 3. Kranz . . . . 186·406 „
„ 4. Kranz . . . . 185·381 „
„ 5. Kranz . . . . 184·286 „
„ 6. Kranz . . . . 183·246 „
„ 7. Kranz . . . . 181·206 „
„ 8. Kranz . . . . 181·156 „
1. Hauptkranz unter dem Mauergurt . . . . 179·821 „
2. Hauptkranz . . . . 178·386 „
3. Hauptkranz . . . . 176·976 „
Pumpeneinbau, Sohle des Pistons . . . . . 176·311 „
4. Hauptkranz . . . . 175·586 „
Wasserstand vom 30. November 1881 . . . 175·106 „
Schachtsohle, Seehöhe . . . . 173·146 „
Wasserstand . . . . 175·106 „
12 Uhr Temperatur des Wassers . . . . . 24 Grad R.

Der Pumpeneinbau wurde fortgesetzt.

2. December. Um 2 Uhr Nachts wurden die Pumpen in Betrieb gesetzt; der Wasserstand war 2·2 Meter.

3. December. 5 Uhr. Die Schachtsohle wurde vom alten Materiale gesäubert. Das Wasser kommt aus 3 Spalten an der nordöstlichen Ecke 0·31 Meter nördlich mit einer Temperatur von 25·5, am nordöstlichen Stosse 1·4 Meter von obiger Ecke mit 24 Grad circa $^1/_2$ Meter über Schachtsohle zum Schachtsumpf. Wasserstand in den Ecken 0·0 im Sumpf 0·2 Meter Schachtsohle . . . . 173·00 Meter

4. December. Die Abteufung wurde fortgesetzt.

Schachtsohle . . . . 172·80 Meter
Temperatur . . . . 25·5 Grad R.

5. December. Die Schachtsohle Seehöhe . . . . 172·681 Meter
Wassertemperatur . . . . 26 Grad R.

6. December. Seehöhe der Schachtsohle . . . . 172·186 Meter
Der Sumpfsohle 0·3 Meter tiefer . . . . . 171·886 „

11 Uhr 30 Min. Das Wasser entquillt der Spalte 0·3 Meter nördlich der nordwestlichen Schachtecke und zum kleinen Theile, vielleicht $^1/_4$ des ganzen zuströmenden Quantums, von einer zweiten, von ersterer 1·2 Meter südlich entfernten, nach Südost fallenden Spalte.

Wassertemperatur an der grösseren Spalte 27 Grad R., an der kleineren $26^1/_4$ Grad R.

Der Schacht wird soeben in Getriebezimmerung ausgebaut und mit Schwarten verzogen, nach Einziehung des Hilfskranzes soll die Lage der letzten 2 Kränze, d. i. des 5. und 6. gemessen und zu dem Zwecke die Latten richtig umgehängt werden.

Der Schacht wurde somit von Samstag bis heute Montag auf 0·614 Meter Tiefe in rothem Porphyr niedergebracht, exclusive des, an der nordwestlichen Ecke situirten 0·3 Meter tiefen Sumpfes.

7. December. Die Schachtteufung wurde fortgesetzt und ist die Sohle bei 171·846 Meter.
Temperatur des Wassers 27° R.
Der Wasserstand um 2 Uhr war 0·0 Meter über Sohle.
„ „ „ 3 „ „ 1·25 „ „ „

Nachdem der Schacht einen Querschnitt von 3·7 × 2·8 Meter = 10·364 Quadratmeter hat, so ist in der einen Stunde von 2 bis 3 Uhr 10·364 × 1·25 Meter = 12·95 Cubikmeter Wasser zugeflossen, also rund 13 Cubikmeter.

Die Pumpen wurden um 3 Uhr wieder in Betrieb gesetzt, und zwar beide Pumpen und haben das Wasser bis 0·0 Meter Wasserstand an der Sohle bis 3 Uhr 30 Minuten bewältigt.

Die Pumpen haben somit aus der Tiefe von 17·3 Cubikmeter jene 13 Cubikmeter und die in $^1/_2$ Stunde zugeflossenen 6·5, zusammen 19·5 Cubikmeter Wasser bewältigt; in $^1/_2$ Stunde, d. i. per Minute rund $^2/_3$ Cubikmeter = 21 Cubikfuss.

Die Pumpen machten 10 Hub per Minute, somit gewältigten dieselben pro Hub und beide Pumpen $^2/_{30}$ Cubikmeter = 2·1 Cubikfuss pro Hub und eine Pumpe $^1/_{30}$ Cubikmeter = 1·05 Cubikfuss.
Wassertemperatur 26° R.
Seehöhe der Schachtsohle ist . . . . 171·846 Meter.

8. December. 12 Uhr. Seehöhe der Schachtsohle . . . . 171·446 Meter.
Temperatur 27° R.

9. December. 10 Uhr Vormittags. Seehöhe der Schachtsohle exclusive des 0·3 Meter tiefen Sumpfes . . . . 171·100 Meter.
Temperatur 27° R.

Der Porphyr zwischen den Spalten ist zerklüftet und kleinbrüchig. Der Ockerbeschlag an den Spaltflächen von $^1/_2$ bis $1^1/_2$ Centimeter stark. Der Feldspath meist caolinisirt, so dass der rothe Porphyr an den ockerfreien Kluftflächen eine bläulichgraue Färbung annimmt.

9. December. 6 Uhr Abends.
Der 5. Hilfskranz gemessen Oberkante . . 174·3 Meter.
Der 6. Hauptkranz Traggevier Oberkante . 173·16 „
Bei 171·060 (?) ergiesst sich die Hauptspalte.
Seehöhe der Schachtsohle im rothen Porphyr 170·900 „
Der Schachtsumpf 0·4 Meter tiefer.
Thermalspalten wie früher.
Temperatur des Wassers 27° R.

Der 7. Hilfskranz soll nur 1 Meter tiefer als der 6. eingezogen und der 8. Hauptkranz (Traggeviere) 1 Meter tiefer als der 7. eingebaut werden, auf welchen die Pumpen fundirt werden sollen.

9. December. 9 Uhr 30 Minuten Abends
Schachtsohle . . . . 170·700 Meter.
Temperatur 27° R.

Der Porphyr ist vielseitig zerklüftet und lose, so dass die Gewinnung mit dem gewöhnlichen Gezähe leicht bewerkstelligt wird.

10. December. 5 Uhr Abends.
Der lose Porphyr hält noch an.
Seehöhe der Schachtsohle . . . . 170·600 Meter.
Temperatur 27° R. Wasserstand 0·5 Meter über Sumpfsohle.
Sumpf über der nördlichen Schachtsohle von circa 6 Cubikmeter um 0·4 Meter tiefer, somit Seehöhe . . . . . 170·200 Meter.

Im Steinbad ist diese Woche der Schacht ausgemauert worden, daher nicht weiter geteuft wurde. Die Schachtsohle befindet sich wie vor 8 Tagen bei . . . . 171·280 Meter Seehöhe.

Montag soll dort weiter geteuft werden. Der Schacht hat eine lichte Weite von 2·8 Meter Länge bei 2·2 Meter Breite.

Im Hügelquellenschacht (Neubad), welcher bis Sonntag Abends auf 5 Meter bis zur Seehöhe von 171·9 Meter rund bei 2$^1/_2$ Meter Durchmesser ausgemauert wurde, teufte man seit Montag in eisenfesten rothen Porphyr 0·800 Meter ab, somit Seehöhe der jetzigen . . . . 171·1 Meter.
Wasserstand 1·5 Meter. Temperatur 29° R.

Die 15pferdekräftige Dampfmaschine machte 48 Spiele, somit die beiden 9″ Pumpen von 1 Meter Hubhöhe 12 Touren per Minute.

10. December. Am Bergschachte teufte man die Woche im losen Plänersandstein, welcher zu schmutziggelben Sand zerfällt, über 2 Meter und ist die Schachtsohle bei 174 Meter Seehöhe.

11. December. Seehöhe der Schachtsohle . . . . 170·5 Meter.
Temperatur des Wassers 27° R.
Das Thermalwasser ergiesst sich noch immer meist an dem nördlichen Schachteck bei . . . . 173 Meter Seehöhe.
Wasserstand 0·3 Meter über Sohle, nur eine Pumpe im Betrieb.

12. December. Die Schachtsohle dieselbe wie gestern . . . 170·5 Meter Seehöhe, nur der Sumpf ist tiefer gemacht worden. Das Wasser kommt jetzt auch in der Sohle aus der westlichen Spalte, und zwar unter der südwetlichen Schachtecke. Temperatur 27° R.
Wasserstand im Sumpf 0·6 Meter.
Zur Gurtmauerung werden die Widerlagen eingespitzt, und zwar 1·5 Meter unter dem letzten (6.) Kranz.

13. December. Seehöhe der Schachtsohle . . . . 170·00 Meter exclusive des 0·3 Meter tiefen Sumpfes.
Temperatur 27° R
Das Wasser kommt noch meist aus dem oberen Horizonte von 173 Meter Seehöhe. Das Sohlenwasser in der südöstlichen Ecke beträgt kaum 20 Procent des Gesammtquantums.
6 Uhr Abends.
Seehöhe . . . . 169·80 Meter
Wasserandrang aus der nordwestlichen Ecke ziemlich stark mit 27° Temperatur, wurde aber fortgeteuft und der Pulsometer eingebaut, welche Arbeit um 6 Uhr Früh beendet war.

14. December. Von 6 Früh wurde bei einem Wasserstande im Sumpf von 40 Centimeter geteuft. Wasserandrang noch auf der nordwestlichen Ecke etwas mässiger.
Um 8 Uhr wurde der Pulsometer in Gang gesetzt und das Wasser niedergepumpt, Wasserstand normal, Maschine eingestellt und mit dem Pulsometer allein gehoben.

21. December. Wurde mit der Pumpensenkung begonnen.

22. December. Wurde diese Arbeit fortgesetzt und am 24. Früh um $^1/_2$5 Uhr mit dem Pumpen bei einem Wasserstande von 1$^1/_2$ Meter begonnen, welches bis 6 Uhr bis auf 40 Centimeter abgepumpt wurde.
Von den Teufern wurde mit dem Einziehen des Gevieres begonnen, welches bis 5 Uhr Abends vollendet war, sodann wurde durch die ganze Nacht geteuft und gefördert.

23. December. Schachtsohle um 6 Uhr Früh . . . . 168·50 Meter.
Wasserstand —.
Wurden die Teufungsarbeiten regelmässig in lockeren Schichten fortgesetzt.
Von 6 Uhr Früh bis 6 Uhr Abends wurden die Teufungsarbeiten fortgesetzt.

24. December. Schachtsohle . . . . 167·90 Meter.
Wurde bis 2 Uhr Nachmittags geteuft und die Seehöhe von . . . . erreicht, sodann das Pumpwerk eingestellt.

25. bis 26. December wurden die Pumpen eingestellt und erst am 27. um 12 Uhr Nachts bei einem Wasserstande von . . . . 175·76 Meter wieder angefangen und um 11 Uhr Früh das Wasser niedergepumpt, allwo gleichzeitig die Teufung wieder begonnen.

28. December. Wurden die Wände nachgenommen und geteuft.
Seehöhe der Schachtsohle . . . . 167·50 Meter.
Von 6 Abends bis 6 Uhr Früh wurden die Löcher für das Traggeführe eingespitzt und das Traggeführe eingezogen. Während der Nacht wurde auf der südlichen Seite eine Spalte angeschlagen mit einer Temperatur von 25° R.

29. December. Schachtsohle 6 Uhr Früh . . . . 167·50 Meter.
Die Verkleidung wird eingezogen und um 11 Uhr vollendet, sodann wurde weiter geteuft. Wasserstand 0·30 Meter beim Gange beider Pumpen mit 54 Touren der Maschine.

30. December. Schachtsohle um 6 Uhr Abends . . . . . 167·40 Meter.
Von da an wurde durch die Nacht ununterbrochen geteuft und gefördert. Schachtsohle um 6 Uhr Früh . . . . 167·20 Meter.

31. December. Schachtsohle um 6 Uhr Früh . . . . . . 166·70 Meter.
Wurde nur bis 10 Uhr Abends geteuft und musste wegen zu grossem Wasserandrang ausgefahren werden.

1. Jänner 1882. Wurde fortgepumpt bis zum 2. Jänner, Früh 8 Uhr, allwo das Wasser bis 40 Centimeter abgenommen hat und wieder angefahren wurde, um die Schachtsohle zu ebnen und die Widerlager für die Gurten eingehauen.
Schachtsohle . . . . 166·60 Meter.

2. December. Wurde mit dem Ebnen der Schachtsohle bei kurzen Unterbrechungen wegen Wasserandrang fortgefahren und theilweise gesumpft.
Die vier Widerlager wurden in der Seehöhe von 166·70 Meter angehauen und ausgespitzt, welche Arbeit bis 3. Jänner, Früh 6 Uhr, beendet war.

3. Jänner. Von 6 Uhr Früh wurden die Vorrichtungen zum Wölben des westlichen Bogen getroffen und um 11 Uhr zu Wölben angefangen. Derselbe wurde bis 6 Uhr Abends vollendet und das Gerüste für den östlichen Bogen gestellt und $^1/_4$ aus den Widerlagern herausgewölbt. Um 9 Uhr versagte die Wasserleitung zur Speisung und mussten die Kessel wegen Wassermangel abgedampft werden.
Die Arbeit wurde eingestellt und während der Nacht verschiedene nothwendig gewordene Maschinenreparaturen vorgenommen.

4. Jänner. Wurde die Wasserleitung untersucht und verstopft gefunden. Dieselbe wurde mittelst Dampf gereinigt.
Um 10 Uhr wurden die Pumpen in Gang gesetzt und um 7 Uhr Abends angefahren.
Um 9 Uhr wurde ein Steigrohr defect und musste ausgefahren werden, da das Wasser über 1 Meter hoch gestiegen und konnte über Nacht nicht zu Stande gebracht werden.

5. Jänner. Wurde der eine Pumpenausguss vom Bassin wieder in seine frühere Lage versetzt, da die Blechrohre ausgingen.
Diese Arbeit war bis 2 Uhr Nachts beendet und die zweite Pumpe wieder in Gang gesetzt.
Wasserstand 1 Meter.
Um 3 Uhr fuhren die Maurer wieder an, um den östlichen Bogen zu vollenden, welches um 9 Uhr Abends geschehen war.
Es wurde der südliche Gurt in Angriff genommen und die Bogen aufgestellt.
Um 10 Uhr versagte die eine Pumpe und konnte nicht mehr in Gang gebracht werden In Folge dessen stieg das Wasser so heftig, dass ausgefahren werden musste.

6. Jänner. Früh 6 Uhr war der Wasserstand 2 Meter, um 8 Uhr 2·30 beim Gange einer Pumpe. Um $12^1/_2$ Uhr wurde die 2. Pumpe wieder bei einem Wasserstande Seehöhe 170·60 in Gang gebracht.

Um 3 Uhr wurde angefahren und der westliche Bogen angewölbt. 2 Häuer arbeiten die nördliche Seite noch.

Um 8 Uhr wurde der Bogen geschlossen und die Widerlager aufgemauert. Um $^1/_2$10 Uhr versagte wieder die eine Pumpe und konnte erst um 4 Uhr angefahren werden und um 8 Uhr wurde der nördliche Gurten geschlossen, so dass nun sämmtliche 4 Gurten bis unter den ersten Kranz ausgemauert sind.

7. Jänner. Werden die Widerlager ausgemauert und der Schacht gereinigt, sowie abgesohlt bis zur Seehöhe von . . . . 166·70 Meter.

Ferner wurde ein Traggeviere herausgenommen.

8. Jänner. Wurde die höhere Aufmauerung fortgesetzt und um 6 Uhr die Seehöhe von 168 Meter erreicht.

Wasserstand $1^1/_2$ Meter.

9. Jänner. Von 6 Uhr Abends bis 6 Uhr Früh wurde gemauert und dieses Mauerwerk bis zur Seehöhe von 168·70 getrieben, die zwei Pumpenhölzer wurden eingebaut.

Der Pulsometereinbau begonnen und die Ausmauerung um 6 Uhr Früh eingestellt.

Dimensionen der Schachtausmauerung: Länge 3·06 Meter, Breite 2·40 Meter im Lichten.

Der westliche Theil wird im vollen Bogen von 1·2 Meter Radius ausgemauert. Der östliche Stoss wird einen Bogen von 5 Meter Radius bekommen. Ebenso bekommen jene Theile des nördlichen und südlichen Stosses von der Zugstange angefangen einen Bogen von 5 Meter Radius. Der Theil von der Zugstange bis zum Bogenanfang des vollen Bogens ist geradlinig zu mauern und bekommt in der Mitte einen conischen Ziegel. J. Papik, m. p.

12. Jänner. 10 Uhr.

Seehöhe der Sumpfsohle . . . . 166·0 Meter
„ „ Schachtsohle . . . . 166·2 „

12. Jänner. 10 Uhr 30 Minuten Früh.

Pulsometer und eine Pumpe halten das Wasser vollständig, dass die Leute teufen können.

Seehöhe der Schachtsohle . . . . 165·98 Meter
Wasserstand . . . . 0·10 „
Seehöhe der Sumpfsohle . . . . 165·64 „
Wasserstand im Sumpf . . . . 0·45 „

Es wird bis Morgen Früh geteuft.

14. Jänner. Der Piston der zu senkenden Pumpe wurde gestern Abends 9 Uhr auf die Seehöhe 168·32 Meter (Oberkante) situirt, Schwellen gesenkt und fest geschraubt und die Steigrohre angekuppelt.

Heute ist noch die Pumpenstange und das in Reparatur genommene Saugrohr anzukoppeln.

Wasserstand . . . . 0·30 Meter über Sohle.
Temperatur . . . . $26^1/_2$°R.
Seehöhe der Schachtsohle . . . . 165·70 Meter
Sumpf um 0·06 Meter tiefer, folglich . . . 165·64 „
Mauergleiche bei . . . . 169·54 „
Pumpenpistonsohle bei . . . . 168·32 „
Wasserstand im Sumpf . . . . 0·360 „
Pulsometersohle (Herzstück) . . . . 169·04 „

Um 9 Uhr wurden nach abgehaltener Probe der Pumpen, welche gut ausgegossen, die Maschine eingestellt.

Die Kessel wurden zur Abkühlung geöffnet und gereinigt und verschiedene Reparaturen vorgenommen.

15. Jänner. Wurden die Kessel- und Maschinenreparaturen fortgesetzt und um 3 Uhr die Pumpen in Gang gesetzt, der 2. Kessel abgeblasen und gereinigt.

16. Jänner. 6 Uhr Früh. Wasserstand 3 Meter beim Gange beider Pumpen. Um 11 Uhr wurde angefahren und der Sumpf geteuft.

17. Jänner. 6 Uhr Früh. Wurde durch die Nacht geteuft und von 6 bis 9 Uhr Früh Wasser abgepumpt, sodann zur Senkung der 2. Pumpe geschritten. Die Senkung war den 18. um 2 Uhr Nachts beendet und wurde bis 6 Uhr Früh das Wasser niedergepumpt.

18. Jänner. Um 6 Uhr Früh wurde wieder angefahren und geteuft.
Schachtsohle . . . . 165·00 Meter.

19. Jänner. 6 Uhr Früh wurde geteuft.
Schachtsohle . . . . 164·70 Meter.
Von 6 bis 10 Uhr Abends wurde geteuft, um 10 Uhr kam ein Wasserandrang, welcher in kurzer Zeit trotz dem Gange zweier Pumpen und des Pulsometers nicht unter dieses Niveau gebracht werden konnte, um 1 Uhr waren 2·30 Meter Wasserstand.

20. Jänner. 6 Uhr Früh wurde wieder angefahren und geteuft.
Schachtsohle . . . . 164·30 Meter.
Die südwestliche 24. Spalte hat in der Temperatur um $1^1/_2{}^0$ zugenommen und zeigt sich seit gestern mehr gelblicher Ockeransatz.

21. Jänner. 6 Uhr Früh Schachtsohle . . . . 164 Meter.
Wurde 1 Meterstutzen an die Pumpe angesetzt und gesenkt.
12 Uhr Mittags.
Seehöhe der Schachtsohle . . . . 164·00 Meter
Sumpf 0·13 Meter tiefer.
Wasserstand im Sumpf . . . . 0·40 Meter
" an der Schachtsohle . . . . 0·27 "
Temperatur an der nordöstlichen Schachtecke Oberwasser 28° R.
An der südwestlichen Schachtecke kommt das Wasser unter dem Widerleger bei Seehöhe 166·65 Meter, Temperatur $26^1/_2{}^0$ R.
Um 2 Uhr Nachmittags wurde ein zweiter Meterstutzen angesetzt, welcher einen Zeitraum von 2 Stunden in Anspruch nahm, während dieser Zeit stieg das Wasser $2^1/_2$ Meter, sodann wurde das Wasser niedergepumpt und um 10 Uhr Abends angefahren und geteuft bis 10 Uhr Früh, dann musste ausgefahren werden, da die Speisepumpe defect wurde, indem eine Kupferrohrlöthung undicht wurde, in Folge dessen stieg bis 8 Uhr Früh das Wasser bis 173 Meter Seehöhe.

22. Jänner. Wurden die Kessel gereinigt und die Speisepumpe reparirt und um 10 Uhr Mittags die Pumpen in Gang gesetzt.

23. Jänner. Früh 6 Uhr wurde angefahren und geteuft.
Um $^1/_2 11$ Uhr besichtigt das Executivcomité den Schacht und gab den Bauunternehmer den Auftrag, die südliche Wand sofort mit Cement wasserdicht auszumauern.
Die Teufung ist als beendet eingestellt, und zwar in der Seehöhe von **164**, die Widerlagen werden eingehauen und um 10 Uhr Nachts mit der Ausmauerung begonnen.

24. Jänner. Um 6 Uhr Früh war der südliche Bogen geschlossen und die Widerlager ausgemauert.
Die nordwestliche Seite wurde zur Mauerung hergerichtet und die übrigen Wände nachgehauen.

25. Jänner. 6 Uhr Früh wurde mit dem nördlichen Bogen zum Wölben begonnen und um 12 Uhr Mittags beendet. Von 12 Uhr an wurde der östliche Bogen begonnen und derselbe sammt der östlichen Aufmauerung mit Verbindung des südlichen und nördlichen Eckes um 4 Uhr Nachts beendet.

26. Jänner. Um 4 Uhr wurden die Lager beim Balancier verkeilt und eine Verpackung zum Steigrohr eingesetzt, welche Arbeit um 8 Uhr beendet war. Da nur mit einer Pumpe und dem Pulsometer gearbeitet werden konnte, stieg das Wasser 2 Meter und wurde dasselbe bis Mittag wieder niedergepumpt und der Stollenbau begonnen.

Fig. 7.

Querschnitt des Quellenschachtes des Schlangenbades im Horizonte C. bei 165·65 Meter Seehöhe.

27. Jänner. Seehöhe der Schachtsohle **164** Meter.
Wasserstand 1·5 Meter über Sohle.
Temperatur im Sumpf 26° R.
" in der nordöstlichen Ecke Oberwasser 28° R,
" in östlichen Querschlag $27^1/_2{}^0$ R.

Gurtwiderlager, Unterkante . . . . 164·16 Meter.
Untere Mauergleiche 12 Uhr Mittags bei Seehöhe 166·29 Meter.
Obere Gurtkopfunterkante . . . . 166·95 Meter.
Der nordöstliche Querschlag ist $1^1/_2$ Meter lang, dessen Sohle bei Seehöhe 165·60 Meter angelegt ist.
Temperatur des Wassers am südwestlichen Ecke 25° R.
„ am nordöstlichen Querschlag $27^1/_2$° R.

27. Jänner. 6 Uhr Früh. Die Ausmauerung wurde fortgesetzt, sowie auch der Stollenbetrieb.
Ausmauerung wurde um 5 Uhr Nachmittags beendet, der Stollenbetrieb aber fortgesetzt. Wasserstand beim Gange beider Pumpen 1·80 Meter.

28. Jänner. 6 Uhr Früh. Stollenbetrieb fortgesetzt, um 9 Uhr ist der Polzen im Krummzapfen gesprungen, in Folge dessen wurden die Pumpen eingestellt und der Pulsometer im Betrieb gesetzt.

29. Jänner. Die Arbeit wurde wegen obiger Reparatur sistirt und erst den

30. Jänner Nachmittag die Pumpen wieder in Gang gesetzt.

1. Februar wurde die östliche Seite der Ausmauerung begonnen, der Stollenbetrieb konnte Nachts um 10 Uhr nicht begonnen werden, da bei 70 Touren der Maschine das Wasser nicht unter $1^1/_2$ Meter gebracht werden konnte.

2. Februar. Wurde die Nacht hindurch gemauert und die linksseitige Traverse versetzt.
Von 6 Uhr Früh wurde das Hilfsgeviere herausgenommen und die Mauerung bis zur Seehöhe von 170·06 Meter hergestellt.
Der Wasserstand betrug im Stollen um 9 Uhr Nachts 50 Centimeter und blieb beim Gange der Pumpen mit 70 Touren gleich stehen.
Mauergleiche bei . . . . 170·3 Meter
Bühne zur Aufmauerung der Oberkante des Pistons bei Seehöhe . . . . 169·6 „
Gurtwiderleger der Kreismauerungsunterkante . . . . 169·540 „
Traversunterkante . . . . 169·626 „
Die kleinen Traversen werden 2·5 Meter höher gelegt, so dass der Fahrbühnenhorizont im Mittel zwischen je zwei übereinander liegenden grossen Traversen zu liegen kommt.

2. Februar. Wurden die Traversen eingebaut und Mauerung bis zur Seehöhe von . . . . 171 Meter fortgesetzt.

3. Februar. 12 Uhr Mittags.
Mauergleiche bei Seehöhe . . . . 171·82 Meter
Lichte Schachtlänge statt 3·06 Meter . . . 3·21 „
und muss diese Differenz von 15 Centimeter derart ausgeglichen werden, dass die Mauerung des Altschachtes gut unterfangen, respective verbunden werden kann.
Nachdem die tiefste Traverse bei 169·626 Meter (Unterkante) aufgelegt wurde, so müssen auch alle folgenden um 1 Meter höher eingebaut werden, demnach ist die nächste Traverseauflage anstatt bei 173·364 bei 174·364 Meter einzubauen. Die Horizonte der Traversen gestalten sich somit, wie folgt:
IV. bei 169·626 Meter bereits eingebaut
III. „ 174·364
II. „ 179·354
I. „ 184·364
Traversenanlage westliche Kante der kleinen genau im Loth mit der westlichen Kante der grossen Traverse.
Die zweite kleine Traverse wird 0·50 Meter vom Bogen ⊥ entfernt eingebaut.

4. Februar. 12 Uhr Mittags
Seehöhe der Mauergleiche . . . . 173·02 Meter
„ „ kleinen Traverse . . . . 172·39 „

6. Februar. 9 Uhr Früh.
Der Balancier- und Kunstwinkelarm werden soeben verkeilt, daher die Pumpen ausser Betrieb sind.
Wasserstand bei Seehöhe . . . . 171·580 Meter
Temperatur des stehenden Wassers 26·5° R.
Mauergleiche am westlichen Bogen . . . . 174·442 Meter

und es muss daher die Traversenauflage, wie ich schon im Schachte an Ort und Stelle angegeben habe, eine Ziegeldicke (3″ = 78 Millimeter) tiefer vorbereitet werden, also bei

Seehöhe . . . . 174·364 Meter

Unterkante der grossen Traverse.

Um Irrungen vorzubeugen, werden die Seehöhen der Traversen-Unterkanten nochmals angegeben, wie folgt:

Grosse Traversen:

IV.	bei Seehöhe	169·626	Meter Unterkante	bereits eingebaut
III.	„ „	174·364	„ „	jetzt einzubauen
II.	„ „	179·364	„	
I.	„ „	184·364	„	

Kleine Traversen:

IV.	bei Seehöhe	172·550 Meter Oberkante, Unterkante bei	172·391	Meter
III.	„ „	„ „ „	176·864	„
II.	„ „	„ „ „	181·864	„
I.	„ „	„ „ „	186·400	„

7. Februar. 9 Uhr Früh.

Mauergleiche auf der Ostseite mit der Bühne
gleich bei Seehöhe . . . . 174·811 Meter
auf der Westseite am Bogen . . . . 175·411 „

In der südlichen Ausbauchung der Schachtwand müssen 2 Gurte gespannt werden und dem dortigen Vorsatz eine solide Unterlage gegeben werden, damit jeder Druck des Vorsatzes nach der Schachtmauer vermieden wird.

Zum Vorsatz sollen übrigens keine rundlichen Steine, sondern flache, längliche und kantige verwendet und theilweise in Mörtel gelegt werden.

11 Uhr. Die Lettenschicht von 5—20 Centimeter Mächtigkeit wurde gefunden

in der südöstlichen Schachtecke bei . . . . 176·7 Meter
„ „ nordöstlichen „ „ . . . . 175·811 „
„ „ nordwestlichen „ „ . . . . 176·776 „
„ „ südwestlichen noch verzimmert.

8. Februar. 9 Uhr in der südwestlichen 50 Cubikmeter vom Schachteck am langen Stoss Ausbiss bei 178·15.

12 Uhr. Mauergleiche bei 176·52 Seehöhe. Die kleinen Traversen müssen bei 176·864 Seehöhe gelegt werden (Unterkante). 11 Uhr Abends.

Seehöhe der Mauergleiche am Bogen . . . . 177·1 Meter
die kleinen Traversen wurden bei . . . . . 176·869 „

Seehöhe gelegt.

Die obere Grenze des Quarzits bis Hornstein wurde vom 2. Hauptkranz bei Seehöhe 178·386 Meter aufwärts senkrecht mit 0·50 Meter in der südöstlichen Schachtecke gemessen.

10. Februar. Um 9 Uhr Früh. Mauergleiche . . . . . . 179·364 Meter
Die beiden grossen Traversen werden eingebaut.

9. Februar. Um 6 Uhr Abends wurden die Pumpen in Gang gesetzt.
Wasserstand . . . . 172·390 Meter

10. Februar. Wasserstand um 9 Uhr Früh . . . . 167·50 „
Temperatur . . . . 27 Grad R.

Die grossen Traversen werden soeben gelegt. Nach dieser Arbeit muss die Mauerung an der nördlichen Schachtwand bei Seehöhe 178·7 Meter gut ausgeglichen und auf diese Basis dann zwei Ziegel in Cement gelegt werden. Auf diese ist dann eine 6zöllige starke Cementbetonschicht zu legen und von da aus bis $1^1/_2$ Meter in den alten Schacht hinauf, d. i. bis zur Seehöhe 180·5 hinauf die Mauerung mit Cement ausgeführt und die nördlichen zwei kalten Spalten dabei immer dicht verschlagen, um dann die dort austretenden kalten Wässer vollständig abgedämmt werden.

11. Februar. 9 Uhr Vormittags.

Die beiden grossen Traversen wurden gestern bei Seehöhe 179·364 Meter gelegt und die nördliche Schachtwand wie angeordnet, cementirt und weiter aufgemauert.

Mauergleiche bei 180·386 Seehöhe.

Betreffs der weiteren Schachtausmauerung ist jetzt die grösste Vorsicht geboten, da nur noch $^3/_4$ Meter bis zum Gurt der frei hängenden alten Schachtmauer über den ganzen Schachtraum auszumauern sind und dann nach Wegnahme der alten Schachtmauer nur eine Anmauerung mit den alten Schachtwänden auszuführen sein wird.

Der Bauunternehmer Herr Wenzel will, wie er mir mündlich erklärte, die hangende alte Mauer von unten nach oben demoliren und immer auf 2 Meter Höhe und sodann gleich die Aufmauerung vornehmen.

Der Mörtelverband der frischen Anmauerung, namentlich am Verband mit der alten Schachtmauer wird jedoch bei dieser Manipulation durch Erschütterung gelockert und übernehme ich für diese Arbeit keine Verantwortung.

Ich schlage vor, knapp neben der alten Mauer verlorene Wandruthen einzubauen, wozu die herausgenommenen Schachtkränze gut verwendet werden können und $2^1/_2$ Kränze vollständig genügen, wobei die Kappen zu Einstrichen verwendet werden können.

Hierauf kann die alte Mauer von oben herunter demolirt werden, und werden die Bühnen auf die Schachtgeviere im Neuschacht aufgelegt. Nach Wegnahme der Mauer kann die Anmauerung viel rascher und solider durchgeführt werden.

Auch müssen auf die jetzige Mauergleiche wieder 4 Gurte aufgemauert werden.

Wasserstand 8 Centimeter über der kleinen Traverse = 172·63 Meter.

17. Februar. 11 Uhr Vormittags.

Mauergleiche bei 184·324 Meter Seehöhe.

Die eine grosse Traverse, welche 3·53 Meter lang ist und welche an die östliche Mauer im Altschacht knapp anzuliegen kommt, kann um 50 Centimeter kürzer gemacht werden, damit die alte Schachtmauer nicht zuviel demolirt werden muss.

Die Traverse wird somit im Ganzen 3·03 Meter lang sein und bekommt beiderseits je $36^1/_2$ Centimeter Auflage.

Hierbei ist das eine Loch $^1/_2$ Meter, das andere $1^1/_2$ Meter hoch zu machen, um die Traverse placiren zu können.

23. Februar. 4 Uhr Nachmittag.

Wasserstand . . . . 172·70 Meter.

J. Papik, m. p.

Die Schachtmauerung wurde mit Ende Februar 1882 vollständig beendet, wodurch die Teufungsarbeiten ihren Abschluss fanden.

Bürgermeisteramt Schönau im April 1888.

Waage, m. p.

Beilage IV.

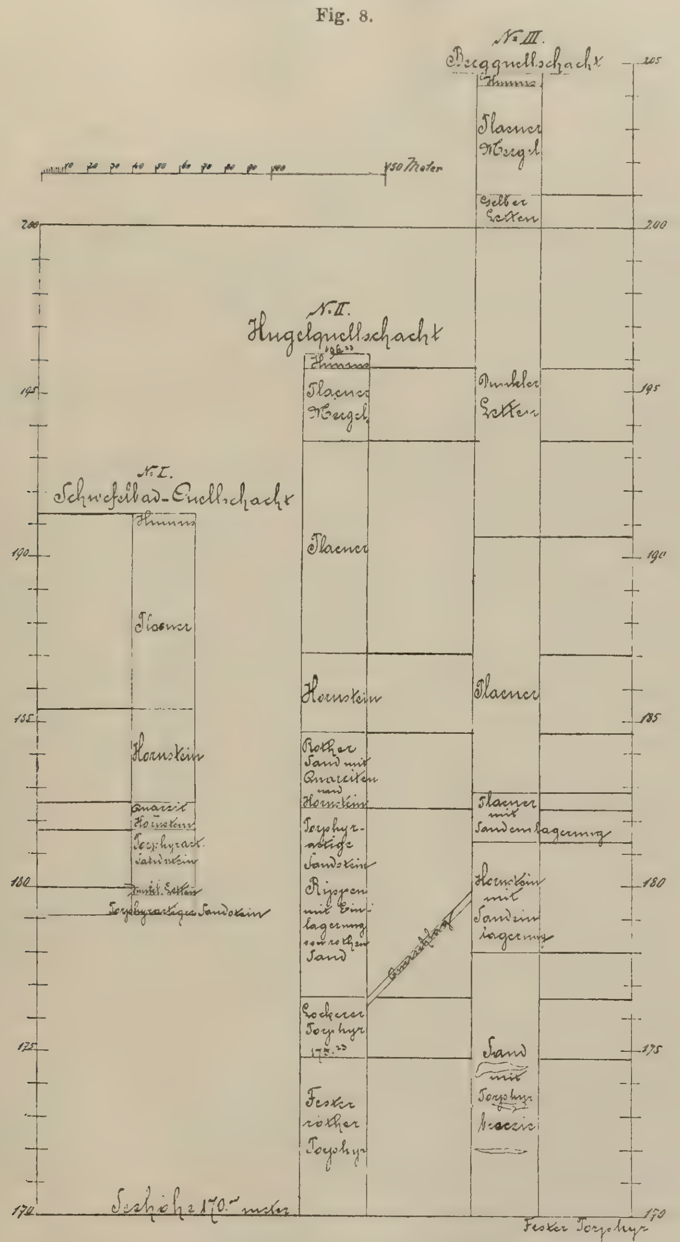
Abteufungsarbeiten bei den fürstlich Clary'schen Thermalquellenschächten in Teplitz und Schönau in den Jahren 1880—81—82.

Am 25. Jänner wurde mit dem Abteufen der Quellenschächte des Neubades in Schönau begonnen, und zwar des Schachtes Nr. I, Schwefelbadquelle im Schwefelbade, Nr. II Hügelquelle, jetzigen Pumpenschacht, und Nr. III Bergquelle.

Die Tagschachtkränze lagen in den Seehöhen:

bei Nr. I 191·30 Meter Schwefelbadquelle
„ Nr. II 196·23 „ Hügelquelle
„ Nr. III 204·60 „ Bergquelle.

Fig. 8.



Nr. I Schwefelbadquellschacht; Nr. II Hügelquellschacht; Nr. III Bergquellschacht.

Bei dem Schachte Nr. II waren zwei Locomobilen von 12 und 8 Pferdekräften aufgestellt, welche mittelst einer Centrifugalpumpe, die pro Minute einen Cubikmeter Wasser lieferte, die Entwässerung bewerkstelligt haben.

Die während dieser Abteufung angefahrenen Gebirge sind aus dem beigelegten Plane Fig. 8 ersichtlich.

Am 26. Februar 1880 erreichte der Schacht:

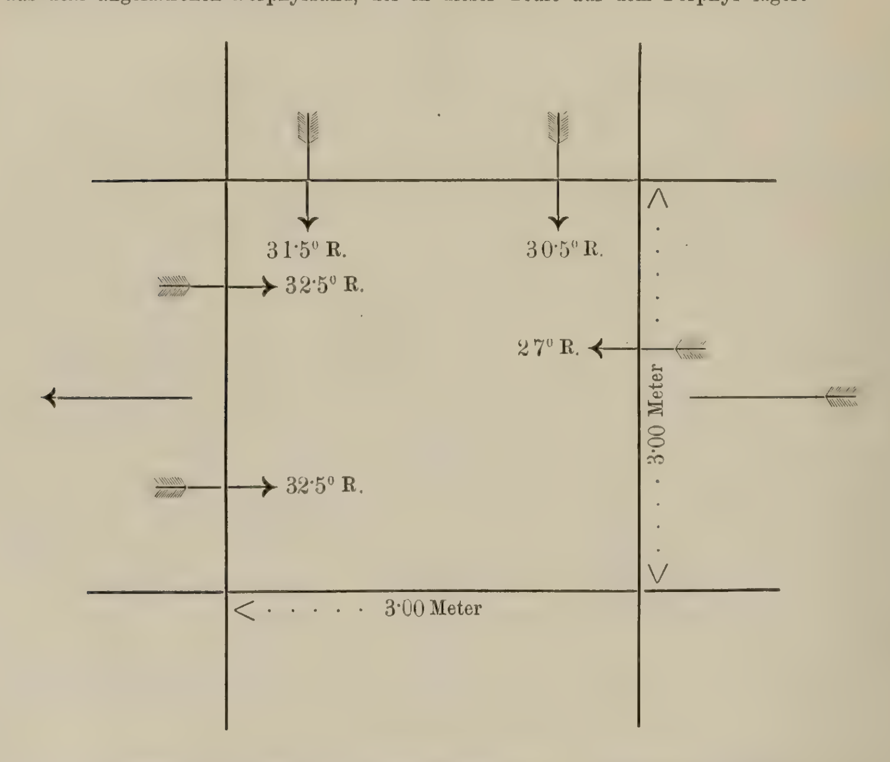
Nr. I eine Teufe, deren Sohle in 182·45 Meter Seehöhe lag
„ II „ „ „ „ „ 180·34 „ „ „
„ III „ „ „ „ „ 181·77 „ „ „

Nr. I und III waren trocken, in Nr. II stand das Wasser in der Seehöhe 180·65 Meter und hatte eine Temperatnr von 31° R. gegen die normale Temperatur von 36° R.

Am 12. März waren die Schachtsohlen:

Nr. I in 181·30 Meter Seehöhe
„ II „ 175·71 „ „
„ III „ 180·38 „ „

An diesem Tage waren Nr. I und II ohne Wasser, im Schachte Nr. II strömte das Wasser, wie aus dem beigezeichneten Grundrisse ersichtlich ist, bei den mit Pfeilen bezeichneten Stellen mit der dort notirten Temperatur in der Seehöhe 176·50 Meter aus dem angefahrenen Porphyrsand, der in dieser Teufe auf dem Porphyr lagert.



An diesem Tage wurden die Vorbereitungen zum Ausmauern der Schächte begonnen und diese selbst am 21. März beendigt.

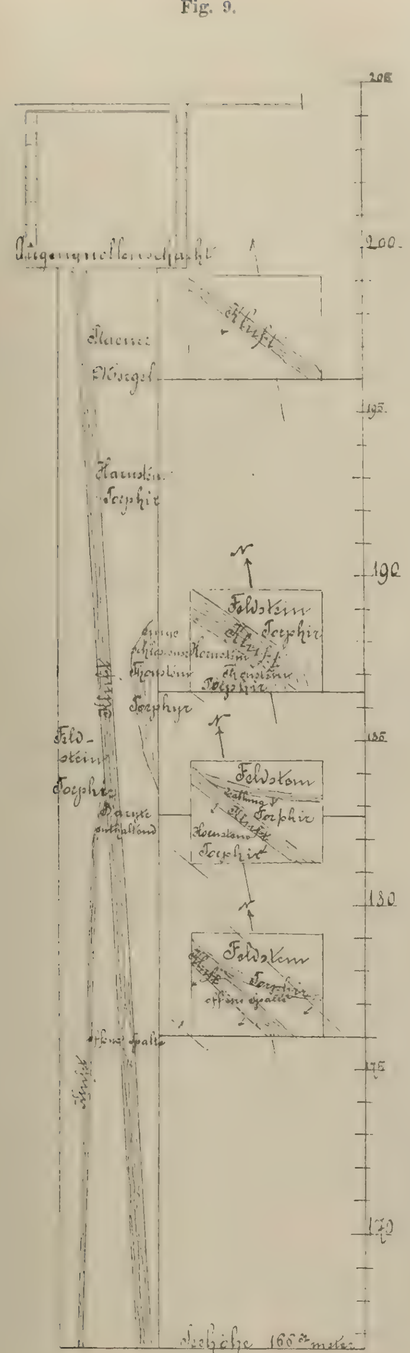
Die weitere Abteufung wurde von da ab mit grossen Schwierigkeiten weiter betrieben. Zur Bewältigung des während des Ausmauerns auf 181·56 Seehöhe gestiegenen Wassers musste am 26. März noch ein Pulsometer eingebaut werden, der am 30. März in Betrieb gestellt wurde.

Am 1. April 1880 war die Sohle im Schachte:

Nr. I bis zur Seehöhe 180·00 Meter
„ II „ „ „ 175·71 „
„ III „ „ „ 178·20 „

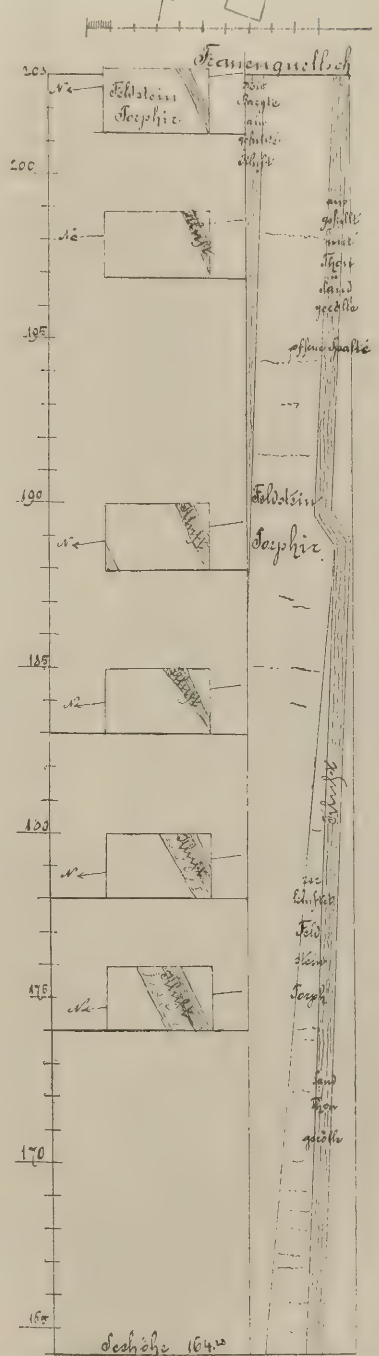
niedergebracht, im Schachte Nr. II stand das Wasser in der Seehöhe 181·56 Meter.

Fig. 9.



Der Augenquellenschacht und dessen Thermalkluft, durch 4 Skizzen erläutert.

Fig. 10.



Der Frauenquellschacht und seine Thermalkluft durch nebenstehende Skizzen erläutert.

Am 17. April erreichte die Sohle in Nr. I die Teufe von 179·00 Meter und es wurde das weitere Abteufen dieses Schachtes in dem stahlharten Gesteine der Kostspieligkeit wegen eingestellt.

Am 29. April wurde das Abteufen des Schachtes in Nr. II aufgegeben, nachdem die Sohle die Seehöhe von 175·23 Meter erreicht hatte, und blos der Querschlag zu Nr. III weiter getrieben, der in der Nacht vom 8. auf den 9. Mai durchschlägig wurde.

Am 11. Mai 1880 erreichte in Nr. III eine Seehöhe von 178·00 Meter und waren damit die Abteufungsarbeiten in diesem Jahre beendigt.

Am 9. Februar 1881 begann die Abteufung des Frauenquellen- und Augenquellen-Schachtes in Teplitz. Die Schachtkränze lagen in den Seehöhen, und zwar bei dem:

Frauenquellenschachte . . . . 203·00 Meter
Augenquellenschachte . . . . 199·50 „

Die Situation sowie das angefahrene Gebirge und die Quellenspalten sind aus den beiliegenden Figuren: Fig. 9 und Fig. 10 auf pag. 471 ersichtlich.

Am 14. Februar 1881 wurde im Augenquellenschachte das Wasser zuerst angefahren in der Seehöhe 176·06 Meter.

Am 14. März erreichte man das Wasser in der Seehöhe 174·565.

Beide Schächte wurden nun nach Massgabe des sinkenden Thermalwassers, da zu der Zeit keine Wasserhaltungsmaschine an diesen Schächten bestand, geteuft.

Am 1. April stand das Wasser im	Frauenquellenschachte	173·96	Meter
„ „ „ „ „ „ „	Augenquellenschachte	175·75	„
„ 1. Mai „ „ „ „	Frauenquellenschachte	173·18	„
„ „ „ „ „ „ „	Augenquellenschachte	175·25	„
„ 1. Juni „ „ „ „	Frauenquellenschachte	170·56	„
„ „ „ „ „ „ „	Augenquellenschachte	172·11	„

Am 17. December war die Sohle des Frauenquellenschachtes in der Seehöhe von 166·00, des Augenquellenschachtes 167·00 Meter.

Im Herbst 1881 wurde in Schönau der Neubadschacht Nr. II bis auf 170·00 Meter, der Schacht Nr. III bis auf 169·60 Meter Seehöhe verteuft.

Im Jahre 1882 wurde der Frauenquellenschacht bis zur Seehöhe 164·23 der Augenquellenschacht bis 166·60 niedergebracht und hiemit die Abteufung sämmtlicher fünf Schächte beschlossen. Die Seehöhen der Quellenspiegel sind in einem besonderen Verzeichniss täglich bis zum heutigen Tage notirt.

Vetronec, m. p.
f. Clary'scher Ingenieur.

Folgerungen aus den in den Beilagen enthaltenen Thatsachen und Daten.

In der Abteufungsgeschichte des Stadtbadquellenschachtes (Urquelle) wird angegeben, dass in dem in der Seehöhe von 160 Meter getriebenem Querschlage Wasser von einer Temperatur von nur 28·8° R. erschroten wurde; desgleichen in dem in der Seehöhe von 153 Meter getriebenen Querschlage, und zwar an der Stirnseite desselben, Wasser von einer Temperatur von nur 33·5° R. angetroffen wurde, welche sich in einigen Tagen auf 35° R. erhöhte, während gleichzeitig am Ende des höheren Querschlages eine Spalte mit einem Wasser von 38° R., dagegen am Ende des tieferen Querschlages eine Spalte mit einem Wasser von nur 37° R. eröffnet wurde.

Beide Querschläge der Urquelle enthalten also Spalten, die auf kleinem Raume und in geringen Distanzen in Zeit und Raum verschieden temperirtes Thermalwasser liefern, und zwar:

Der Querschlag bei 160 Meter Seehöhe eine Spalte mit 28·8° R. warmen Wasser.

Der Querschlag bei 160 Meter Seehöhe eine Spalte mit 38° R. warmen Wasser.

Der Querschlag bei 153 Meter Seehöhe eine vordere Spalte mit 33—35° R. warmen Wasser und eine hintere Spalte mit 37° R. warmen Wasser.

Bei Abteufung des Steinbadschachtes hatte die Sohle desselben am 2. April 1882 die Seehöhe 157 Meter erreicht und lag ganz in festem Porphyr, welcher keine Quellenspalten zeigte, und rieselte das warme Wasser nur aus den höher gelegenen Spalten der Steinwände, besonders von der Wand der Nordseite.

Deshalb wurde ein Querschlag in der Seehöhe von 161 Meter begonnen und in nördlicher Richtung weiter getrieben.

Der Querschlag wurde 14 Meter lang und erhielt von da ab eine westliche Richtung, indem man einer offenen Spalte nachging, aus welcher 29° R. messendes Thermalwasser strömte.

Bei Verfolgung dieser offenen Thermalspalte wurde das Thermalwasser etwas reichlicher und wärmer, hatte bei 6 Meter Länge des westlich gerichteten Querschlages die Wärme von 30·5° R. erreicht.

Durch diesen Querschlag, welcher ausschliesslich in Porphyr getrieben wurde und von dessen First das warme Wasser aus der offenen Spalte rieselte, wurde dargethan, dass sich das reichlichere und wärmere Thermalwasser höher oben in der Seehöhe von 166 bis 169 Meter, d. i. in der Trennungsschichte des Porphyrconglomerates vom festen Porphyr bewege.

Das Thermalwasser des Schlangenbades hatte ursprünglich und vor dem Jahre 1868 eine Temperatur von 33·5° R.

Im Jahre 1868/69 wurde über Anrathen H. Wolf's eine Teufung des Quellenschachtes bis auf die Seehöhe 181 Meter vorgenommen, in Folge welcher Teufung die Temperatur des Thermalwassers auf 31° R. herabsank und so bis zur Teufung im Jahre 1881/82 verblieb.

Aus dem Fahrbuche der Teufung im Jahre 1881/82 entnehme ich folgende Angaben über die Temperatur des Thermalwassers in den angegebenen Tiefen, resp. Seehöhen des Schachtes:

Seehöhe	Temperatur des Thermalwassers
173 Meter . .	24—25° R.
173·20 „ . .	24° R.
173·146 „ . .	24° R.
173·00 „ . .	25·5° R.
173·00 „ . .	24° R. in einer nördl. Kluft.
172·80 „ . .	25·5° R. „ „ „ „
172·681 „ . .	26° R.
172·186 „ . .	27° R.
172·186 „ . .	26·3° R. grössere Kluft.
171·846 „ . .	27° R. in kleinerer Kluft.
171·446 „ . .	27° R.
171·100 „ . .	27° R.
170·900 „ . .	27° R.
170·700 „ . .	27° R.
170·600 „ . .	27° R.

Seehöhe	Temperatur des Thermalwassers
170·5 Meter . .	27° R.
170·0 „ . .	27° R.
169·8 „ . .	27° R.
167·50 „ . .	25° R. in einer Spalte.
165·70 „ . .	26·5° R.
164·00 „ . .	26·5°, in Sumpf 26° R.
164·00 „ . .	28° R. Oberwasser NO.-Ecke.
164·00 „ . .	27·5° R. am Querschlag.
165·65 „ . .	25° R. im Querschlag.
165·65 „ . .	27·5° R. im Querschlag NO.-Ecke.

Aus dem Berichte der Abteufungsarbeiten der fürstlich Clary-schen Thermalquellen Schächten — der Hügelquelle und der Bergquelle entnehme ich folgende Daten:

Am 26. Februar 1880 hatte man im Schachte der Hügelquelle bei Seehöhe 180·65 Meter Wassertemperatur von 31° R. gegen frühere Normaltemperatur von 36° R.

Am 12. März 1880 strömte das Wasser an der 176·5 Meter messenden Schachtsohle der Hügelquelle, und zwar:

In der NO.-Ecke mit einer Temperatur von . .	31·5° R.
„ „ NW.-Ecke „ „ „ „ . .	32·5° R.
„ „ SO.-Ecke „ „ „ „ . .	30·5° R.
In der Mitte der nördlichen Schachtwand . . .	32·5° R.
„ „ „ „ südlichen „ . . .	27° R.

Während also die Urquelle vor der Katastrophe 1879 die Temperatur von 39·5° R. besass und man während dem Abteufen des Schachtes an verschiedenen Stellen desselben und der Querschläge verschiedene Spalten traf, die ein Thermalwasser von 28·8°, 33—35°, 37° und 38° lieferten, hat gegenwärtig (am 11. April 1888 gemessen) das Thermalwasser des Schachtes oben, in der Mitte und an der Basis der Thermalwassersäule 37° R.

Während ferner die Steinbadquelle vor der Katastrophe vom Jahre 1879 die Temperatur von 30—31° nach Reuss besass und während man beim Abteufen des Schachtes im Querschlage bei 161 Meter Seehöhe eine Spalte traf, die ein Thermalwasser von 29° lieferte, diese Spalte ferner im weiteren Verfolge derselben ein 30·5° R. warmes Wasser führte, hat gegenwärtig (am 11. April 1888 gemessen) das Steinbad in seinem Schachte ein Thermalwasser von 26° R. Temperatur.

Während weiterhin die Schlangenbadquelle vor dem Jahre 1868 ein Thermalwasser von 33° R. Temperatur führte, und diese Quelle nach erfolgter Teufung 1868/69 auf 31° R. herabsank und so bis 1881/82 blieb — traf man nach der Katastrophe am Döllingerschachte, bei Tieferteufung von 173 Meter Seehöhe an, die Temperatur des Thermalwassers erst 24° R., tiefer hinab 26° und 27° R., bei 167·50 Seehöhe wieder nur 25° R., im tiefsten Theile des Schachtes (bei 164 Meter Seehöhe) 28° und 27° R., im Querschlage 25° und 27·5° Wärme besitzend. Gegenwärtig (am 11. April 1888 gemessen) zeigt das Thermalwasser zu unterst und in der Mitte der Säule 23° R., am Spiegel aber nur 22·8° R. Wärme.

Endlich besass die Therme der Hügelquelle vor dem Unglücksjahre 36° R. Wärme, am 26. Februar 1880 bei 180 Meter Seehöhe nur 31° R., am 12. März 1880 strömte aus 5 verschiedenen Spalten ein Thermalwasser von 27°, 30·5°, 31·5°, 32·5° und nochmals 32·5° R., und trotzdem misst das heutige Thermalwasser oben am Spiegel und unten an der Basis des Schachtes 33·3° R., während in der Mitte der Wassersäule (am 11. April 1888) sogar 33·4° R. gemessen wurde.

Diese Thatsachen könnten nicht der Wahrheit entsprechen, wenn das Thermalwasser als solches mit 39·5° R., oder rund mit 40° R. aus der Tiefe der Erdkruste aufstiege.

Aus einer entsprechenden Tiefe der Erde könnte nur ein stets gleichwarmes Wasser aufsteigen und dieses müsste die Klüfte alle, ob gross ob klein, eng oder geräumig durchströmend, auf den eigenen Wärmegrad, durch das continuirliche, Jahrhunderte lang fortdauernde Fliessen erwärmt haben.

Wäre das Thermalwasser ein auf einen bestimmten Wärmegrad erhitzter, aus der Erdtiefe aufsteigender Strom, der sich nahe der Oberfläche in mehrere Ausflüsse theilt, wäre zugleich unmöglich, dass in oft geringen Distanzen von einander die einzelnen Quellen in der Temperatur so sehr differiren könnten.

Der aufsteigende continuirliche heisse Wasserstrom müsste namentlich in grösserer Tiefe, wie in den Quellenschächten, die unter dem Niveau der Grenze gleicher Jahreswärme liegenden Gesteinswände der Klüfte gleichmässig erwärmen und in seiner Umgebung die Gesteinsmassen so durchwärmen, dass im Querschnitte eines Schachtes jedwede Spalte ein Wasser von gleicher, 40° R. messender Temperatur liefern müsste, dass endlich alle Ausflüsse des Thermalstromes eine gleiche Temperatur zeigen müssten, was nicht der Fall ist.

Bei der Annahme eines heissen Thermalstromes wäre es unmöglich, zu erklären, wie es kommt, dass z. B. an der Urquelle, bei einer Seehöhe von 190 Meter, das Thermalwasser um 1·3—2·3° R. kälter sein kann, als an dem Ausflusse bei den Löwenköpfen in einer Seehöhe von 203 Meter.

Dieses Factum kann sich nicht anders ereignen, als dass das den Schacht erfüllende in 190 Meter S. H. emporquellende kühlere Thermalwasser, in dem Abstande von 190 bis 203 Meter Seehöhe von 37·2° oder 38·2° R. auf 39·5° R. erwärmt wurde.

Es könnte nicht erklärt werden, wie es kommt, dass, nachdem man beim Abteufen der Urquelle in verschiedenen Tiefen und in den Querschlägen bei 160 und 153 Meter Seehöhe Thermalwasser aus den Spalten mit der Temperatur von 28·8°, 33—35°, 37° und 38° R. fliessen sah, die gegenwärtige Temperatur des Thermalwassers im Urquellenschachte nur 37° R. betrage.

Es bliebe unerklärlich, wie es kommt, dass das Steinbad ehedem ein Thermalwasser von 30–31° R. enthaltend, nachdem man demselben im Schachtabteufen Spalten mit 29—30° eröffnet hat, heute eine Temperatur von nur 26° R. bemessen lässt.

Noch schwieriger wäre es bei der Annahme eines aufsteigenden Stromes von 40grädigem Thermalwasser, die Thatsachen zu deuten, die

bei der Abteufung des Schlangenbades gewonnen wurden, dass ursprünglich eine Therme von 33° R., nach der Tieferlegung des Bassins im Jahre 1868/69 nur 31° R. besass — und welchem man beim Weiterteufen, Wässer von 24°, 26°, 27°, tiefer wieder von 25° und 26° R. Wärme öffnete, im Schachtsumpfe 28° und 27° R. warme Quellen aufschloss, im Querschlage Thermen von 25° und 27° R. Wärme traf, — dass dieses Schlangenbad heute nur ein 23° R. messendes Thermalwasser in seinem Schachte beherbergt.

Nicht minder schwierig ist endlich der Fall der Hügelquelle zu erklären, welche in älterer Zeit 36° R. warmes Thermalwasser lieferte — nachdem man in der Tiefe seines Schachtes Wässer von 27°, 30° und 31° ergraben hat, heute 33·3° R. warmes Wasser, in der Mitte der Thermalsäule sogar 33·4° R. messendes Thermalwasser lieferte.

Wie wollte man bei der Annahme eines 40° R. messenden heissen Thermalwasserstromes die Thatsachen ferner erklären, dass eine und dieselbe Spalte vorerst ein Wasser mit 33·5° R. führt, dieselbe Spalte aber in einigen Tagen ein wärmeres Wasser von 35° R. liefert.

Wie wollte man endlich erklären, dass in einer und derselben Spalte, bei horizontaler Verfolgung derselben, hier 29°, dort 30·6° R. warmes Thermalwasser hervorquoll.

Endlich die Thatsache, dass heute in dem Urquellenschachte das Thermalwasser 37° R., in dem knapp daneben abgeteuften Schachte der fürstlichen Frauenquelle aber nur 35° R. Wärme bemessen lässt? Umsomehr, als zwischen diesen beiden Thermalwässern ein Unterschied von circa 2° R. auch vor der Katastrophe vom Jahre 1879 bestand, trotzdem es ferner erwiesen ist, dass beide Quellschächte in Communication stehen, d. h. während dem Abteufen und Sümpfen im Urquellenschachte, der Frauenquellenschacht auch entwässert erschien und „bei sinkendem Thermalwasser ohne Wasserhaltungsmaschine trocken abgeteuft werden konnte“.

Exhalation.

Nur unter der Annahme, dass die in allen Thermen von Teplitz-Schönau vor dem Jahre 1879 bekannt gewesene und auch heute in den Quellenschächten nachweisbare Exhalation der eigentliche Wärmebringer, Wärmegeber der Porphyrgrundwässer sei, lassen sich die bekannten Erscheinungen an den Thermalquellen von Teplitz befriedigend erklären.

Die Exhalation der Thermen überhaupt ist local sehr verschieden, besteht vor Allem aus Kohlensäure, welcher andere Gase in grösseren oder geringeren Mengen beigemengt sind oder auch fehlen.

An heissen Quellen kann der Exhalation unmöglich Wasserdampf fehlen.

An kalten Thermen, namentlich Kohlensäuerlingen, ist Mangel an Wasserdampf vollkommen berechtigt.

Die aus der Kluft des Granites aufsteigende Exhalation an Stelle des Carlsbader Sprudels ist so heiss, dass sie denselben bis 59° R. zu erhitzen im Stande ist, während die anderen Brunnen geringere und sogar weit geringere Temperaturen erreichen.

In Bilin entströmt den Schichten des grauen Gneisses eine Exhalation, die den Biliner Sauerbrunn nur bis 9·5° R. erwärmen kann, also eine kalte Exhalation genannt werden muss (etwa mit der Constantinquelle in Gleichenberg zu vergleichen; die Temperatur der Rohitscher Säuerlinge schwankt sogar je nach den Jahreszeiten).

Das Zusammentreffen von Wasser mit der Exhalation kann in Bilin jedenfalls nicht weit unter der Erdoberfläche stattfinden, wie es schon Reuss ausgesprochen hat und dennoch kann also hier in einer geringen Erdtiefe die Fabrikation des Biliner Säuerlings dadurch erfolgen, dass das in Klüften des Gneisses herabrieselnde Meteorwasser allenthalben den trägen Ansammlungen von Kohlensäure begegnet und von diesen angesäuert, also in den Klüften rieselnd, in den besten Biliner Säuerling umgewandelt wird.

Vor mehr als 30 Jahren, als ich zum erstenmale Teplitz besuchte, erfreute ich mich an dem lebhaften Spiele der Exhalation im damaligen Badebassin des Steinbades.

Mich über die Exhalationsstellen hinverfügend, konnte ich nicht nur den Reiz der prickelnden Kohlensäure lebhaft empfinden, sondern auch deutlich fühlen, wie die langsam aufsteigenden Exhalationsblasen meinen Körper in der Weise angenehm berührten, wie man es fühlt, wenn eine wärmere Hand eine kältere berührt.

Heute ist leider diese Erscheinung nicht nur in dem ehemaligen Steinbadebassin durch Umbauten verschollen, so dass man in dem jetzigen Steinbadeschachte lange zusehen muss, bis man die aufsteigenden Blasen der Exhalation constatiren kann; meine Sachverständigen-Freunde hatten mich sogar ziemlich unsanft angegangen, es nachzuweisen, wo überhaupt zu Teplitz eine Exhalation vorhanden sei; was allerdings sogar protokollarisch gelang, indem von berufenen Persönlichkeiten des Stadtbades deponirt wurde, dass zu Teplitz, und zwar in der Urquelle nicht nur vor dem Jahre 1879, sondern auch darnach, wenn der Spiegel der Thermalwässer hoch genug stand, um die Beobachtung zuzulassen, die Exhalationsblasen an vielen, vorzüglich einzelnen ständigen Stellen recht reichlich aufstiegen.

Betrachtet man nun die unleugbar vorhandene Exhalation von Teplitz-Schönau, die aus dem liegenden Gneiss in das Porphyrgrundwasser-Reservoir einströmend gedacht werden kann, vorerst als den Wärmebringer, Wärmeabgeber der Teplitzer Thermalquellen, so wird man kaum einer Schwierigkeit begegnen, die nun bekannten einschlägigen Erscheinungen an diesen Quellen zu erklären.

Die Gase der Exhalation suchen jedesmal den kürzesten Weg, den senkrecht aufsteigenden, den bequemsten Weg für sich, nothwendig auf, um an die Tagesoberfläche zu gelangen.

In das Thermalwasser der Schächte gelangt, steigen sie stets ganz senkrecht auf.

Die Klüfte, die schief aufsteigen, winkelig abzweigen, sich stellenweise verengen, verhindern und retardiren den Aufstieg der Exhalation.

In weiten, senkrecht aufsteigenden Klüften wird daher am häufigsten die reichlichste Exhalation statthaben und die in diesen Klüften stehenden Grundwässer erhalten daher die beste Gelegenheit, angewärmt zu werden, während in engen Klüften wegen Verhinderung des reichlichen

Durchganges der Exhalation das Grundwasser weniger Aussicht hat erwärmt zu werden.

In einer und derselben continuirlichen, steil aufsteigenden Kluft wird in weiteren Ausbuchtungen derselben, die viel Wasser enthalten, die vorüberziehende gegebene Exhalation weniger im Stande sein, das vorhandene Quantum des Wassers zu erhitzen, als an weniger Wasser bietenden Verengungen derselben Kluft.

Hiernach wird eine und dieselbe Kluft hier ein heisses, dort ein kühleres Thermalwasser liefern können. In Verzweigungen der Klüfte, in welche die Exhalation ihren Weg gar nicht finden kann, wird daher das Grundwasser trotz seines Gehaltes an festen Bestandtheilen weit kälter bleiben, ein sogenanntes „wildes", nicht hinreichend durchwärmtes Thermalwasser darstellen u. s. w.

Endlich wird man noch auch an die Möglichkeit denken müssen, dass die Exhalation selbst nicht stets gleichmässig grosse Quantitäten von Gasen liefern dürfte und dass hieraus zeitweilig bald eine grössere, bald eine geringere Erwärmung des Thermalwassers resultiren kann; umsomehr, als ja auch das Grundwasser z. B. nach ausgiebigen kühlen Regen einmal mehr, einmal weniger abgekühlt sein muss.

Nachdem die ungeduldige Menschenhand nach dem, oder auch vor dem Jahre 1879 die ursprünglichen Sammelreservoirs oder Bassins der einzelnen Quellen verändert, erweitert, vertieft und zu verhältnissmässig grossen Fassungsräumen umgestaltet hat, hat sie gewaltsam in die von der Natur geschaffenen geologischen Verhältnisse eine grosse Veränderung hineingetragen und sie ist, wie in vielen anderen bekannten Fällen, dafür gestraft worden.

Aus der Geschichte der Abteufungen der Schächte der einzelnen Thermalquellen ist es heute genügsam bekannt, dass das Teplitzer Thermalwasser kaum irgendwo in grossen Räumen vorräthig gewesen sei, und wenn dies der Fall gewesen ist, so war es sogenanntes wildes Wasser; sondern die Exhalation erwärmte das Thermalwasser zum allergrössten Theile in schmalen und engen, oft verzweigten und noch öfters ganz unbedeutenden Klüften.

Durch diesen gewaltigen Eingriff der Menschenhand ist offenbar in den Schächten und Querschlägen der frühere Verlauf der Klüfte, der ehemalige Weg der Exhalation, wenn nicht total vernichtet, so doch jedenfalls radical gestört worden, indem die in den Quellenschächten vorhandene vermehrte Wassermasse durch den Druck derselben den Austritt kleiner Exhalationsstränge erschweren und diese zwingen kann, anderwärts zu entweichen.

Durch die neugeschaffenen Räume hat manche Kluft die ehemalige Verbindung und ihre ehemalige Exhalation ganz verloren, in den geschaffenen Hohlräumen, den sogenannten Quellenschächten, hat man grosse Reservoirs für das Grundwasser geschaffen, aber man war nicht im Stande, der vergrösserten Wassermenge entsprechend auch die Exhalation zu vermehren.

Im Gegentheile gelang es namentlich im Schlangenbade, die früher vorhanden gewesene reiche Exhalation an prickelnder Kohlensäure (siehe den manuscriptlichen Bericht des Herrn Ingenieurs Kerl) dadurch zu verlieren, dass man die Wände der Schächte mit Cement

vermauert und alle Ausgänge der Klüfte, die früher die Exhalation führten, verstopft hat, so zwar, dass trotz angefahrener wärmeres Wasser bringender Klüfte das Endresultat ein höchst bedauerliches geworden ist, indem das Schlangenbad heute nur mehr 23° R. Wärme seiner Therme bemessen lässt, gegenüber ehemaliger Temperatur von 33° R.

Nur in einem einzigen Falle scheint man durch den Schachtbau die Exhalation nicht verbaut zu haben, nämlich im Hügelquellenschachte, der, trotzdem in ihm Klüfte mit Thermalwasser von nur 27 bis 32·5° R. erschrotet wurden, einer Exhalation sich erfreut, die die weit grössere Masse des Thermalwassers in dem neuen Schachte dennoch auf 33·5° R. zu erwärmen im Stande ist.

Noch sei der Thatsache hier Erwähnung gethan, dass im Schlangenbadschachte das 23° R. warme Thermalwasser sich in Folge des Pumpens erwärmt, weil in den ausgepumpten Schachtraum das wärmere Wasser nachbarlicher Klüfte gezwungen wird einzutreten.

Zunächst haben wir noch die Exhalation als den Kohlensäurebringer zu betrachten, der gleichzeitig mit der Erwärmung des Thermalwassers die Ansäuerung desselben vollbringt.

Das Grundwasser des Porphyrs bringt aus der Luft und dem Humus eine so sehr geringe Menge von Kohlensäure, dass es, an sich überdies kalt, auch keinem grossen Drucke ausgesetzt, in Vollbringung seiner Veränderung zu Thermalwasser kaum namhafte Fortschritte machen kann, umsoweniger, als der Porphyr aus schwer löslichen Bestandtheilen zusammengesetzt erscheint.

Das erwärmte und von Kohlensäure geschwängerte Grundwasser wird unverhältnissmässig kräftiger und fähig, auch die härtesten Gesteine anzunagen und deren einzelne Bestandtheile aufzulösen.

Wenn trotzdem das Teplitzer Thermalwasser nur sehr wenig feste Bestandtheile enthält, so ist dies nur ein Zeichen dessen, dass die grössere oder geringere Menge der festen Bestandtheile in einem Thermalwasser, von der leichteren oder schwereren Auflöslichkeit der Bestandtheile des von den Thermen durchflossenen Gesteines abhängt.

Die Exhalation ist aber ausserdem, dass sie dem Grundwasser Wärme und Kohlensäure gibt, überdies auch noch Motor, welcher das Grundwasser eine Bewegung zu machen nöthigt.

Die aufsteigenden Gasblasen, ob sie nun so klein sind, dass sie an der Oberfläche des Grundwassers zerplatzend ein eigenthümliches Geräusch erzeugen, oder auch Nuss- oder bis Eigrösse erreichen, ja röchelnd wie bei Rohitsch-Sauerbrunn mit grosser Gewalt den Spalten entströmen, sie drängen vor sich und ziehen nach sich, auch schieben sie seitwärts das Grundwasser aus seiner ursprünglichen Lage und Ruhe, geben ihm oft sogar eine wallende Bewegung.

Aus der Tiefe folgt das kälteste, schwerste, nämlich an Mineralstoffen am meisten angereicherte Grundwasser der Exhalation nach aufwärts, gelangt in die erwärmteren Regionen, wird gemischt mit den leichteren Wassermassen, die ihrerseits dadurch an Gehalt gewinnen.

Die wallende, durch die Exhalation mechanisch hervorgebrachte Bewegung sorgt zugleich für die Gleichheit, Gleichmässigkeit in Temperatur und chemischer Zusammensetzung der ganzen vorräthigen Thermalwassermasse.

Soweit sich diese wallende Bewegung, der Mischung der tieferen mit den höheren Wasserschichten in die entferntesten Klüfte des Porphyrs, mittheilt, soweit ist das Grundwasser ein Thermalwasser.

In abgelegenen sehr schwer zugänglichen der Exhalation entbehrenden Klüften und Hohlräumen des Porphyrs sind daher die sogenannten wilden Grundwässer thatsächlich nicht nur möglich, sondern ihr Vorhandensein muss vorausgesetzt werden.

Immerhin sind einerseits die Wildwässer diejenigen, die an Stelle des geschöpften Thermalwassers zunächst an die Exhalation zu treten haben und zu Thermalwasser angewärmt und angesäuert werden sollen, andererseits ein Uebergangsstadium zwischen dem Thermalwasser und jenem Grundwasser darstellen, das an den Wirkungen der Exhalation noch nicht theilgenommen hat.

Ein eclatantes Beispiel, welches die Wirkung der Exhalation als Motor erläutert, wurde bei der commissionellen Messung der Thermalwässertemperatur in den einzelnen Schächten zu Teplitz-Schönau, die am 11. April 1888 executirt wurde, als Resultat erzielt.

Diese Messung wurde mit einem und demselben Maximalthermometer in allen den folgend genannten Quellenschächten so durchgeführt, dass vorerst das Thermometer bis auf den Boden des Schachtes niedergelassen, dann nur in halber Höhe der Wassersäule gehalten wurde, endlich unmittelbar unterhalb dem Spiegel des Thermalwassers versenkt blieb.

Nach jedesmaliger Senkung wurde die Ablesung der betreffenden Temperaturgrade vorgenommen und man erhielt dadurch folgendes Resultat:

Temperatur des Thermalwassers in den Quellenschächten.

Am 11. April 1888 commissionell gemessen:

Name des Quellenschacht	An d. Schachtsohle	In der halben Höhe der Wassersäule	Unter dem Spiegel
Urquelle	37·0° R. genau	37·0° R. voll	37·0° R. schwach
Fürstliche Frauenquelle . .	35·5° R.	35·5° R.	35·4° R.
Garten-Augenquelle	28·4° R. reich	28·4° R. genau	28·4° R. schwach
Steinbad	26·0° R.	26·0° R.	26·0° R.
Schlangenbad	23·0° R.	23·0° R.	22·8° R.
Hügelquelle	33·3° R.	33·4° R.	33·3° R.

Dieses Resultat sagt uns, dass die in den Quellenschächten vorhandene Thermalwassermasse vom Spiegel hinab bis zur Sohle des Schachtes in der Regel eine vollkommen gleiche Temperatur zeigt. Hier und da ist das Thermalwasser in der obersten Schichte durch Verdunstung und Contact mit atmosphärischer Luft, etwas, höchstens um 0·2 Grad R. kälter, nur in einem Falle (Hügelquelle) in der halben Höhe der Thermalwassersäule um 0·1 Grad wärmer als in den übrigen Theilen der Schächte.

Die vorangehende Auseinandersetzung erleichtert die Einsicht in manche ältere Behauptung. So wurde früher aus Erfahrung behauptet, dass das Grundwasser unmittelbar in das Thermalwasser übergehe und dass zwischen beiden keine Abgrenzung oder Scheidewand vorhanden sei. Zur Zeit, als man in Neubad 1868 bis 1869 bei Tieferlegung des

Bassins pumpte, folgte dem gehobenen Thermalwasser in allen Hausbrunnen das Grundwasser nach; d. h. es fiel der Spiegel sämmtlicher Schönauer Quellen und der Hausbrunnen gleichzeitig.

Die Behauptung: „das Thermalwasser drängt die wilden Wässer bei Seite“, wird man nun vollkommen richtig verstehen können, da man weiss, dass die Exhalation in ihrem Bereiche und Wirkungskreise, das Grundwasser wärmt, ansäuert und in Thermalwasser umwandelt. So weit die Wirksamkeit der Exhalation reicht, wird eben das Grundwasser umgewandelt und es fällt die Grenze der Wirkung der Exhalation mit der idealen Grenze des Thermalwassers gegen das übrige Grundwasser zusammen.

Die Beobachtung, dass die Thermalquellen die letzten Jahre her weniger Wasser lieferten als früher und die Thatsache, dass die Nothwendigkeit einer Tieferlegung eingeleuchtet habe, spricht für die Richtigkeit der Annahme, dass die Thermen einfach das erwärmte und angesäuerte, auch mineralisirte Grundwasser des Porphyrs seien, das, in Folge der Thätigkeit immer grösser werdender Wasserhaltungsmaschinen der umliegenden Bergbaue, aus der Atmosphäre nicht mehr ersetzt werden kann.

Diese Beobachtung wäre geeignet, die Quellenbesitzer davon zu überzeugen, dass das Grundwasser des Porphyrs eine gegebene Wassermenge ist, und dass jeder die Lieferung des Meteorwassers aus der Atmosphäre übersteigende Verbrauch des Thermalwassers eine Zehrung vom Capital sei.

Hier ist es angezeigt, eine Nachricht über ein in unserem Laboratorium von Herrn Baron v. Foullon durchgeführtes Experiment einzuschalten.

Der bekannte Apparat zur Entwicklung von Kohlensäure wurde unmittelbar mit einem unschmelzbaren Glasrohre in Verbindung gebracht und in diesem die entweichende Kohlensäure durch drei Bunsen'sche Brenner soweit erhitzt, als es das nichts weniger als „schwer schmelzbare Rohr“ gestattete. Die erhitzte Kohlensäure wurde durch ein dünneres Glasrohr in eine mit Wasser gefüllte Flasche geleitet, so dass aus der an der Basis der Flasche angebrachten Mündung des Rohres die Kohlensäure in erbsengrossen Blasen aufsteigend die Wassersäule durcheilen musste. Das in der Flasche befindliche Wasser, welches am Anfange des Experimentes 21° C. Wärme zeigte, wurde nach dreistündiger Dauer der Kohlensäureausströmung auf 31° C. erwärmt befunden. Es ist nöthig, zu bemerken, dass die durch die Brenner erzeugte Hitze eben auslangte, das Glasrohr stellenweise glühend zu erhalten, ohne es zum Schmelzen zu bringen. Ferner dass das zu erwärmende Wasser circa $^1/_2$ Liter mass und die erbsengrossen Gasblasen in kleinen Zeitintervallen vollkommen isolirt von einander einzeln aufstiegen, dass also bei dem ganzen Experimente ein tumultuarisches Vorgehen möglichst vermieden wurde.

Ein zweites Experiment wurde mit einer Modificirung der Verhältnisse durchgeführt, indem die das zu erwärmende Wasser enthaltende Flasche mit kleinen Geröllen aus Quarz und Kalk gefüllt worden war, um den natürlichen Verhältnissen Rechnung zu tragen.

Das zwischen den Geröllen enthaltene Wasser wurde stehen gelassen bis Steinchen und Wasser eine gleiche Temperatur angenommen hatten. Am Beginne des Experimentes um 7 Uhr Früh zeigte das zwischen den Steinchen enthaltene Wasser 24·2° C. Nach andauerndem Durchzuge der in einem Porcellanrohre erhitzten Kohlensäure zeigte das Wasser um 2 Uhr Nachmittags 28·4° C. Durch einen Bruch des Porcellanrohres wurde das Experiment unterbrochen und habe ich nur noch zu bemerken, dass ein zweites in dem Wassergefässe über dem Wasserspiegel angebrachtes Thermometer, z. B. am Schlusse des Experimentes: 29° C. zeigte, also um 0·6° C. höher stand als das die Temperatur des Wassers angebende Thermometer (28·4° C.). Hieraus schliesst man, dass die Kohlensäure aus dem Wasser in den freien Raum der Flasche gelangend, immer noch wärmer erschien als das zu erwärmende Wasser selbst.

Bei der dritten Wiederholung des Versuches war das Leitungsrohr, welches aus dem erhitzten Porcellanrohre die Kohlensäure in das Gefäss mit destillirtem Wasser überführen sollte, bedeutend verlängert; auch wurden den im Wassergefässe befindlichen Steinchen einige hirse- bis senfkorngrosse Stückchen von Dolomit hinzugefügt. Nach 3¾ Stunden wurde der Kohlensäurestrom unterbrochen und betrug die Temperatur des zu erwärmenden Wassers 28·6° C. bei der Zimmertemperatur von 24° C. Das mit Kohlensäure übersättigte Wasser wurde aber noch durch 15 Stunden stehen gelassen, um dessen Einwirkung auf die Steinchen des Wassergefässes zu verlängern. Das Wasser zeigte darnach und nach Austreibung der Kohlensäure eine minimale Spur von Eisen, eine erhebliche Menge von Kalk und eine ziemliche Menge von Magnesia, welche in der verhältnissmässig kurzen Zeitdauer des Experimentes gelöst worden waren.

Riesenquelle.

Prof. Pošepný sagt in seiner neuesten Publication (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1888, Separat., pag. 22) die Riesenquelle biete noch zahlreiche ungelöste Räthsel und unaufgeklärte Erscheinungen dar.

Es gelang glücklicher Weise, einige objective Daten über die Riesenquelle zu sammeln, die ich im Folgenden mittheile.

Vorerst verdanke ich Herrn Bergingenieur Tobitsch in Dux, der mich zur Riesenquelle führte, folgende Daten, die er die Güte hatte, aus seinen alten Notizenbücheln treu zu copiren (siehe Fig. 11).

Die Oberkante der Schutzmauer an dem Riesenquellenschachte hat die Seehöhe von 206·645 Meter.

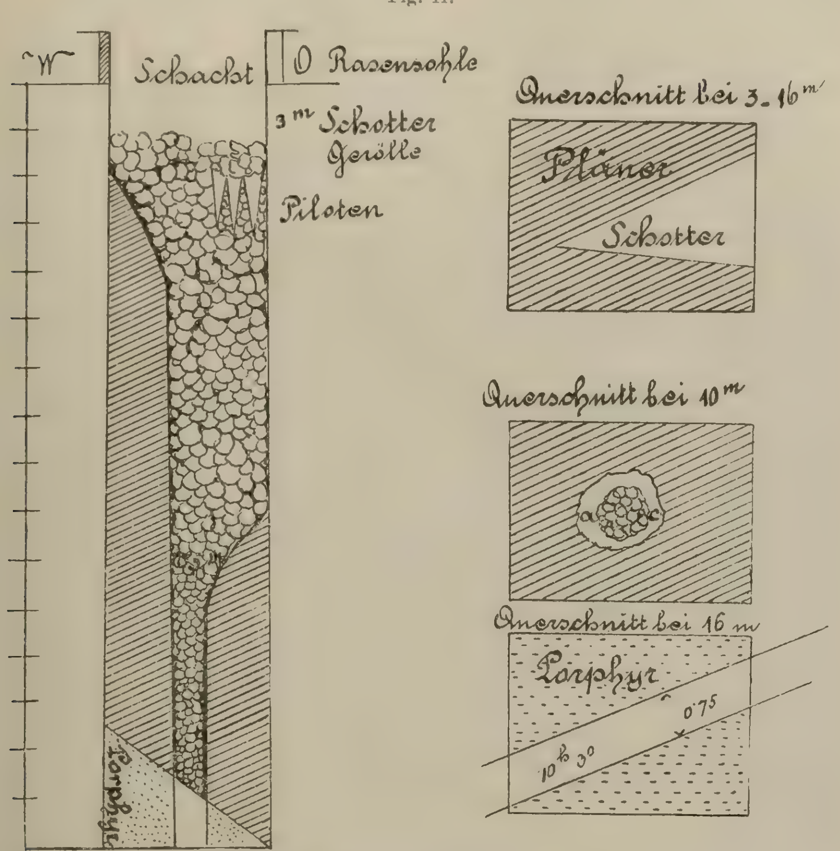
Unter der Rasensohle folgt Schotter und Gerölle auf 3 Meter Tiefe.

Bei 3 Meter Tiefe fing am westlichen Stosse der Pläner anzustehen; den übrigen Theil des natürlichen Schlundes der Quelle fand man mit Gesteinsblöcken, auch Piloten verrammelt (siehe H. Wolf: Die Teplitz-Ossegger Wasserkatastrophe, 1879).

Im weiteren Verfolge in die Tiefe fand man den Pläner und ausfüllenden Schotter so placirt, wie der in der Skizze zu oberst placirte Querschnitt des Schachtes andeutet.

Bei 10 Meter Teufe fing rund um den Quellenschlund der Pläner anzustehen und man bemerkte in der Mitte eine röhrenförmige Oeffnung c, wie der mittere Schachtquerschnitt in der anliegenden Skizze anzeigt, die mit Geröllen verstopft erschien. Die Röhre war mit Hornsteinpläner a überkleidet, der einen Anflug von Baryt zeigte.

Fig. 11.



Notizen: *a* Hornsteinpläner mit Anflug von Baryt.
c Röhrenförmige Oeffnung mit Gerölle verstopft.
Riesenquelle Mauer-Oberkante Seehöhe 206·645 Meter
Wasserspiegel am 28. November 1887 „ 199·964 „
„ „ 1. December 1887 „ 196·645 „
„ „ 2. „ 1887 bereits unter Schachtsohle, also unter der Seehöhe von 196·645 Meter.
Wasserspiegel nach der Döllinger Katastrophe und der Verdämmung:
am 30. April 1883 Seehöhe 184·545 Meter
„ 18. December 1883 „ 191·790 „
„ 21. April 1884 „ 195·835 „

Bei 16 Meter Tiefe erschien der Porphyr schief gegen den Pläner abgegrenzt. Derselbe enthielt eine quer über den Schacht nach Stunde 10, 3 Minuten streichende 0·75 Meter breite Kluft, die sich nach der Teufe erweiterte.

Herr Tobitsch hat aber auch einige Spiegelstände in der Riesenquelle notirt.

Folgend theile ich mit jene Angaben, die sich auf die Spiegelstände der Riesenquelle nach dem Döllinger Einbruche und nach der Verdämmung beziehen, und zwar:

Wasserspiegel der Riesenquelle:

Am 30. April 1883 . . . . . 184·545 Meter Seehöhe
„ 18. December 1883 . . . 191·790 „ „
„ 21. April 1884 . . . . . 195·835 „ „

Der Spiegel der Riesenquelle stieg nach der Verdämmung ähnlich wie in den Teplitzer Thermalquellen.

Am 28. November 1887, also am Tage des zweiten Wassereinbruches am Victorinschachte, notirte Herr Tobitsch: Wasserspiegel der Riesenquelle am 28. November 1887 199·964 Meter Seehöhe. Hiernach hatte die Riesenquelle unmittelbar vor der zweiten Katastrophe abermals die Seehöhe von 199·964 Meter erreicht und wäre also nur noch um circa 6 Meter tiefer als vor dem Jahre 1878 gestanden.

Am 1. December 1887, 3 Tage nach dem Wassereinbruche am Victorinschachte, war der Spiegel der Riesenquelle bei 196·645 Meter Seehöhe bemessen worden.

Am 2. December 1887 sah man in der Schachtsohle kein Wasser mehr und war dasselbe in unbekannte Tiefe abgesunken.

Aus einem Briefe des Herrn Bergverwalters Schima in Komotau vom 28. März 1888 mögen hier folgende Angaben Platz finden:

„Von Herrn Tobitsch, Bergingenieur in Dux, habe ich erfahren, dass das Wasser in der Riesenquelle nach der Verdämmung am Döllinger bis auf 8 Meter gestiegen war. Ich weiss nicht anzugeben, ob das Wasser Gasblasen aufsteigen liess“.

„Während des Teufens der Riesenquelle in tieferen Schichten vernahm ich sehr oft ein Rauschen in der Richtung gegen Loosch (OSO.), als wenn das Wasser über eine Wehre stürzen möchte.“

„Während dieses Rauschens waren die Wetter frisch; hörte dasselbe auf, konnte man gewärtig sein, dass bald matte Wetter eintreten werden. Diese matten Wetter hielten immer 2—3 Tage an und man konnte, ohne besondere Massregeln zu treffen, dann wieder arbeiten.“

„Was die Spalte selbst anbelangt, so wurde dieselbe bei zunehmender Teufe immer grösser, zuletzt klang die Sohle ganz hohl, so dass ich auf dieselbe die Mauerung nicht setzen konnte und etwas höher Bögen spannen musste, um der Schachtmauerung einen festen Fuss zu geben.“

Aus einem mir vom Herrn Schima zur Disposition gestellten Gutachten vom 17. März 1883 möge Folgendes notirt sein.

„Der Riesenquellenschacht wurde in der Dimension von 3 Meter im Viereck auf 16 Meter niedergeteuft. Man erreichte im 11. Meter die Porphyrspalte, welche bei zunehmender Tiefe immer grössere Dimensionen annahm, so dass dieselbe im 16. Meter Teufe fast 2 Meter in der Länge mass und tiefer immer breiter zu werden anfing. (Vergl. hiermit den untersten Querschnitt auf der Skizze des Herrn Tobitsch in Fig. 11.)

Um einen festen Fuss für die Mauerung zu gewinnen, wurden gemauerte Bögen, welche in den Ulmen ihre Widerlage erhielten, gespannt und darauf die Schachtmauerung gesetzt, welche aus sehr gutem Material solid hergestellt wurde und im Lichten einen Durchmesser von 1·3 Meter erhielt.

Bei meiner heutigen Befahrung dieses Schachtes fand ich keine schlechten Wetter und konnte deshalb bis an die Sohle des Schachtes gelangen. Von da aus untersuchte ich die Spalte mit dem Senkblei und konnte mit diesem 5 Meter unter die Sohle gelangen, stiess nach diesen 5 Metern wohl auf Hindernisse, aber auf kein Wasser; noch zeigen sich bisher Wasserdämpfe."

Aus dem Gutachten des Herrn Bergschulprofessors J. Ulrich in Dux vom 28. März 1883:

„Bekanntlich verminderte sich das Ausflussquantum und die Spannhöhe der Riesenquelle, welche ursprünglich eine Höhencôte von 208·95 besass, seit dem Jahre 1872, continuirlich, bis sie Ende Juni 1878 unter das Niveau der Bassinsohle, Höhencôte 203·15 trat, d. h. vollständig versiegte, ohne dass von berufener Seite diesem Factum die wünschenswerthe Beachtung geschenkt worden wäre.

„Der Nachweis ist erbracht, dass dies Versiegen der Riesenquelle in Folge der Wasserhaltung am Gisela- und Döllingerschachte eingetreten sei.

„Erst nach der Katastrophe am 10. Februar 1879, in deren Folge die Teplitzer Quellen versiegten, wendete man der Riesenquelle wieder eine grössere Aufmerksamkeit zu und kam zu der Ueberzeugung, dass die Riesenquelle ebenso ein Ausfluss des in dem zusammenhängenden Spaltensysteme des Porphyrs angesammelten Thermalwassers ist, wie die Teplitzer Quellen. Der grosse Temperaturunterschied ist unmassgeblich und leicht zu erklären . . . .

„Nach einem von mir durchgeführten Nivellement ist die Côte des Schachtkranzes mit 206·645 Meter und der Schachtsohle mit 190·645 Meter ermittelt. Ich habe den Schacht am 21. März befahren, auf 5 Meter Tiefe in die Kluft gelothet und in 185 Meter S. H. kein Wasser gefunden. Am selben Tage war der Wasserstand in der Urquelle 188 Meter, somit noch um 2·645 Meter unter dem Schachtsohlenniveau der Riesenquelle . . . .

Technischen Schwierigkeiten begegnet das Weiterteufen der Riesenquelle gar keinen."

An diese Daten sei noch die mir von Prof. Laube verbürgte Thatsache hinzugefügt, dass die Riesenquelle, als sie noch floss, eine reiche prickelnde Exhalation wirklich besass.

Diese Exhalation muss man als eine selbstständige, der Riesenquelle eigene betrachten, die an Ort und Stelle ihre Einwirkung auf das umgebende Wasser vollzog. Das Thermalwasser der Riesenquelle ist daher sicher nicht aus den Quellenschächten von Teplitz erborgt, sondern als ein selbstständiger und von Teplitz unabhängiger Ausfluss eines in loco erzeugten Thermalwassers zu betrachten.

Die vom Herrn Schima gegebenen Andeutungen über den zeitweiligen Eintritt der matten Wetter nach einem gehörten Rauschen in OSO. des Schachtes sind wohl ohne Weiteres auf die Exhalation der

Riesenquelle zu beziehen. Nimmt man an, dass in OSO. des Schachtes in einer Höhlung des Pläners die eigentliche Exhalation sich ergoss, in deren Gewölbe sich die Gase ansammeln und zeitweilig nach Verdrängung des Wassers aus dem Gewölbe Austritt finden und in den Schachtraum gelangen konnten, ist die vom Herrn Schima beschriebene Erscheinung vollkommen erklärt.

Hierher verdient angeschlossen zu werden, jene Mittheilung, die man in Naaff, l. c., pag. 31—33 als Anmerkung abgedruckt findet.

Was H. Wolf selbst über die Riesenquelle an Daten vor der Abteufung des Riesenquellenschachtes zusammengebracht hat, lese man in dessen „Die Teplitz-Ossegger Wasserkatastrophe" in der Wochenschrift des österr. Ingenieur- und Architekten-Vereines, 1879.

Hier ist nur hinzuzufügen, dass die Angabe: in der Riesenquelle seien drei kalte und zwei warme Quellen zusammengeflossen, alten handschriftlichen Aufzeichnungen entnommen wurde. Im Winter 1868 hat Wolf selbst die Temperatur der Quelle auf 20° R. bestimmt, während die Temperatur der Riesenquelle in verschiedenen Zeiten von verschiedenen Beobachtern mit 11—27° R. angegeben wurde.

Die vorausgeschickten Daten über die Riesenquelle stimmen nicht in allem Detail haarklein miteinander; da diese Daten aber heute zum Theile nicht mehr controlirbar sind, muss man sie dankbar so hinnehmen wie sie sind. Die grösste Differenz liegt in der Angabe von Porphyrtuff, eigentlich Porphyrconglomerat zwischen Pläner und Porphyr in den einen, und Fehlen dieser Angabe in den anderen Ueberlieferungen.

Ausser allem Zweifel ist jedoch die Thatsache, die erst beim Abteufen des Riesenquellschachtes im Jahre 1881 nach der Katastrophe am Döllingerschachte festgestellt wurde: dass unter dem Pläner, in welchem ehemals der runde Schlund als natürlicher Ausfluss der Riesenquelle ausgeführt war, und den sich das kohlensäurehältige Thermalwasser gewiss selbst ausgehöhlt hatte, zunächst Porphyrconglomerat und kurz darauf der Porphyr ansteht. Ich konnte auf der Schutthalde des Schachtes innerhalb der älteren, äusserlichen Umfassungsmauer der Riesenquelle den Porphyr selbst sammeln, auch habe ich Stücke von Porphyr mit reichlichem Anfluge von Baryt gesammelt. Es fanden sich ferner Stücke von Hornsteinpläner und Hornsteinadern, die einzelne Porphyrstücke zusammenkitteten. Kurz, es ist kein Zweifel daran, dass unter dem Pläner der Porphyr folgt und zwischen diesen Gesteinen auch jene Gebilde eingeschaltet auftreten, die oben als Conglomeratschichten des Porphyrs erörtert wurden.

Noch über Alles dies wichtig ist die Constatirung einer Kluft im Porphyr (siehe die Skizze des Herrn Tobitsch in Fig. 11), deren Dimensionen, namentlich die Breite der Kluft mit 0·75 Meter angegeben, so gewaltig sind, wie ich solche auf meinen diesjährigen Wanderungen im Porphyr nirgends beobachtet habe.

Eine über einen halben Meter breite Kluft erinnert nur an die Erzählungen aus der Abteufungsgeschichte der Quellenschächte in Teplitz-Schönau — wobei man angeblich im Porphyr Hohlräume entdeckt haben will, in welchen ein Mann bequem eintreten und sich darin umdrehen konnte.

Wir haben also an der Riesenquelle, die vor Jahren so enorme Massen von Wasser ergoss, dass damit ein angefügtes Rad eine Quarzstampfe betreiben konnte, dabei noch ein Badehaus mit dem nöthigen Thermalwasser versehen wurde — anstehenden Pläner und in diesem einen wahrscheinlich mit Hilfe der Exhalation gerundeten Schlund für das aufquellende Wasser von 0·5 Meter Weite, darunter Porphyrconglomerat und Porphyr mit einer Riesenkluft, deren Breite mit 0·75 bemessen wurde. Die Quelle hatte unzweifelhaft eine Exhalation, die in einer angrenzenden Plänerhöhle nach dem oft gehörten Rauschen besonders kräftig aufwallen mochte und die die Riesenquelle als eine Therme charakterisirt, deren Wasser nach divergirenden älteren Angaben 11 bis 27° R., jedenfalls im Winter 1868 20° R. warm war.

Fasst man alle diese Daten übersichtlich zusammen, so wird man im Geiste an eine Therme versetzt, die sich von den Teplitzer Thermen nur noch durch ihren colossalen Reichthum an Wasser und höchstwahrscheinlich im Gehalte an festen Bestandtheilen unterscheidet.

Fasst man noch die Situation der Riesenquelle in's Auge, so ist der im Innern des Quellenschachtes anstehende Porphyr ein Analogon jenes Porphyrs, welcher im Victorinschachte selbst erteuft wurde, und ist hier ein wichtiger Unterschied zwischen beiden hervorzuheben, dass der Porphyr, der am Victorinschachte erteuft wurde, unzerklüftet und trocken zu constatiren war, während der Porphyr der Riesenquelle mit einer colossalen, 0·75 Meter breiten Kluft versehen erscheint.

Man ist hier offenbar am Südrande der Teplitzer Porphyrmasse, also gerade an der Grenze zwischen dem Wasserreservoir des Teplitzer Porphyrs und dem Pläner-Grundwasserreservoir.

Da fällt jedenfalls die Kluft im Porphyr der Riesenquelle als eine jener beschränkten Stellen auf, mittelst welcher die aneinander unmittelbar grenzenden wasserdichten Reservoirs, das des Porphyrgrundwassers und das des Plänergrundwassers, in directe Verbindung treten können. Vielleicht haben wir hier die bisher einzige bekannte derartige Verbindungsstelle zwischen den genannten Reservoirs vor uns.

Die Riesenquelle ist also nicht nur als die ehemalige Quelle mit riesigem Ausflusse von Thermalwasser von Interesse; sie ist zugleich als die Verbindungsstelle von Wichtigkeit, wo mittelst einer Kluft das Porphyrreservoir mit dem Plänerreservoir verbunden erscheint, sie ist auch als Ausflussstelle der miteinander gemischten, durch eine kräftige Exhalation zu Thermalwasser umgewandelten Grundwässer einerseits des Porphyr- und andererseits des Plänerreservoirs sehr beachtenswerth.

Die Riesenquelle versiegte nämlich durch den Einfluss der Bergbaue im Jahre 1878, ohne dass Teplitz-Schönau alterirt worden wäre. Hierin liegt der beste Nachweis darüber, dass die Riesenquelle thatsächlich zweierlei Wässer, die aus dem Porphyr und die aus dem Pläner, ausfliessen liess. Da ohne Alteration der Teplitzer Quellen die Riesenquelle ganz versiegen konnte, kann der Porphyrwasserzufluss, der nach dem Versiegen des Plänerwassers fortdauernd hat fliessen können, kein bedeutender gewesen sein und wurde leider

auch nicht beobachtet. Der grossen Porphyrspalte an der Riesenquelle entsprach also kaum ein angemessener Wasserausfluss.

Diesen Thatsachen gegenüber wird der Gedanke wach, dass man an der Riesenquelle, wenn es gelänge, die Grundwässer des Pläners von den aus der Porphyrkluft ausfliessenden Porphyrwässern zu trennen, dann aber die Exhalation ganz und gar den Porphyrwässern zuzuführen, hier nicht nur ein Analogon der Teplitzer Quellen zu schaffen möglich wäre, sondern das porphyrische Thermalwasser der Riesenquelle dann wärmer, auch angesäuerter, also überhaupt wirksamer gedacht werden kann, da die Exhalation an der Riesenquelle weit riesiger zu sein scheint, nicht nur nach dem beobachteten Rauschen, sondern namentlich nach der Thatsache, dass die Riesenquellenexhalation im Stande war, das unverhältnissmässig grössere Wasserquantum (1·62—2·52 Cubikmeter pro Minute) auf 20—27° R. zu erwärmen.

Dieser Möglichkeit gegenüber erreicht die unverbürgte Nachricht: dass die alten Bewohner von Teplitz einst die Riesenquelle zu verstopfen trachteten, in der That an Wahrscheinlichkeit. Dass aber die Riesenquelle dieser Verstopfung zu Trotz bis 1878 weiter floss, ist Gewissheit.

Prof. Laube hält die von Bergrath Wolf gefundenen Balken „für Reste einer alten zu Bruche gegangenen und vom beweglichen Gebirge verdrückten Quellfassung“. Abgesehen davon, dass das Teplitzer Thermalwasser jederzeit zur Speisung der Bäder ausgereicht, die Zunahme der Curfrequenz erst in neuerer Zeit, die Erweiterung, beziehungsweise Neubau der Bäder kaum fünfzig Jahre zurückdatirt, darf nicht übersehen werden, dass die Riesenquelle zur Herrschaft Dux gehört, deren Besitzer sich einen derartigen Eingriff in sein Eigenthum, wie es die Verstopfung der Riesenquelle wäre, das er noch dazu selbst ausnützte, gewiss nicht ruhig konnte gefallen lassen. An eine heimliche Ausführung dieser That wird wohl Niemand denken.

Der oben ausgesprochenen Annahme gegenüber, dass die Grundwasserreservoire des Porphyrs und Pläners eine beschränkte Verbindung untereinander haben müssen, da sonst das Thermalwasser von Teplitz-Schönau nicht so geringe Mengen fester Bestandtheile führen, auch die Consequenzen der Döllinger Verdämmung nicht in so überraschender Weise hätten sich vollziehen können — erscheint die colossale, 0·75 Meter breite Kluft im Porphyr, die da auf 3 Meter Länge offen und nur in dem ausserhalb des Schachtquerschnittes stehenden Theile als wasserdicht überdeckt gedacht werden kann und die somit nahezu so gross geschildert wird, wie die Einbruchsstelle am Döllinger Schachte, als hinreichend gross, um wann immer einen Wassereinbruch einerseits vom Porphyrreservoir in das Plänerreservoir und umgekehrt zu ermöglichen.

Dieser Thatsache gegenüber scheint es auffällig, dass man das Ausbleiben der Riesenquelle Ende Juni 1878 an den Teplitzer Quellen nicht beobachtet hat. Ebenso ist es bemerkenswerth, dass zur Zeit, als das Thermalwasser der Riesenquelle vor dem Jahre 1878 an der ursprünglichen Höhencôte von 208·95 Meter (nach Ulrich) ausfloss, dieser höhere Spiegelstand der Riesenquelle auf den Ausfluss an den Löwenköpfen bei 203 Meter Seehöhe keine

bemerkte Einwirkung ausgeübt habe. Es ist allerdings möglich, dass erst seit neuerer Zeit, also seit dem Versiegen der Riesenquelle, jene Klagen in Teplitz-Schönau unbewusst entstanden sind, dass die Teplitzer Thermen überhaupt nicht mehr so viel Wasser liefern, als vordem.

Im Falle, als die Riesenquelle bei 208·95 Meter Seehöhe ausfloss, kann allerdings nur der Querschnitt des runden Schlundes im Pläner in Rechnung genommen werden und dieser Querschnitt der Communicationsöffnung zwischen dem Pläner- und dem Porphyrreservoir wird sich circa (siehe die Skizze des Herrn Tobitsch in Fig. 11, wo der Schlunddurchmesser mit 0·5 Meter angegeben erscheint), mit 25 Quadratdecimeter berechnen.

Im anderen Falle jedoch, wenn die Riesenquelle versiegte, würde der ganze Querschnitt der Kluft im Porphyr (3 Meter Länge mit 0·75 Meter Breite) in Rechnung zu nehmen sein, bei welcher Kluft die Porphyrwässer in das entleerte Plänerreservoir ebenso gewaltig, wie am Döllinger Einbruch hätten übertreten können — und da trotz dieser Möglichkeit das Sinken des Spiegels in der Riesenquelle an dem Ausflusse zu Teplitz-Schönau keine wesentliche Veränderung hervorgebracht habe, so ist man berechtigt, anzunehmen, dass die Porphyrkluft an der Riesenquelle nur zufällig, wie dies auch in den Thermenschächten zu Teplitz der Fall war, hier so gross erscheint und dass diese sich im weiteren Verlaufe so verengt habe, dass der Querschnitt der Kluftöffnung im Ganzen, also die Communicationsöffnung zwischen Porphyr- und Plänergrundwasser noch weit weniger betrug, als der Schlund im Pläner der Riesenquelle.

Es erübrigt noch auf die Seehöhe dieser Kluft im Porphyr der Riesenquelle zurückzukommen.

Die Dimensionen der Riesenquellenporphyrkluft wurden bei 16 Meter Teufe des Schachtes bemessen. Da nun der obere Rand der Schutzmauer des Schachtes die Seehöhe von 206·645 Meter besitzt, so liegt die Porphyrkluft der Riesenquelle, also die Communicationsöffnung zwischen Porphyr- und Plänergrundwasser in 190·645 Meter Seehöhe.

Die Döllinger Einbruchsstelle wurde mit 156·45 Meter Seehöhe nachträglich (Correctur) festgestellt, während ursprünglich diese Seehöhe mit 152·8 Meter angenommen worden war.

Der Victorineinbruch liegt endlich in 145 Meter Seehöhe. Wir haben also hier eine natürliche Communicationsöffnung zwischen dem Porphyr- und Plänergrundwasser bei 190·645 Meter Seehöhe, welche viel höher situirt ist, als die von Menschenhand veranlassten beiden Einbruchsstellen am Döllinger bei 156 Meter Seehöhe und im Victorin bei 145 Meter Seehöhe.

Hiermit wäre also der supponirten Communication zwischen dem Porphyr- und Plänerreservoir nicht nur ein ganz bestimmter Platz angewiesen, sondern auch annähernd das Mass des Querschnittes dieser Communicationsstelle mit höchstens circa 25 Quadratdecimeter angedeutet.

Zeichnet man die Seehöhe der Kluft im Riesenquellenporphyr mit 190·6 Meter in die graphische Tabelle Taf. V der Wasserstände während der Inundation ein, so fällt es auf, dass diese Kluft nur ein einzigesmal

eine hervorragendere Rolle spielte, indem man nämlich nahezu in gleicher Seehöhe von 190 Meter, im Jahre 1880 am 13. März bei 192 Meter Seehöhe die Urquelle in dem abgeteuften Schachte erreicht hat.

Im übrigen ganzen Verlaufe der Jahre 1879—1880 liegt kein Datum vor, aus welchem sich für die in 190·6 Meter Seehöhe liegende Riesenquellenporphyrkluft irgend welche Bedeutung heraustüpfeln liesse.

Weit hinab unter die Seehöhe von 190·6 Meter ist der Spiegel der Urquelle wiederholt, sogar bis an den freien Abfluss der Wässer aus dem Döllinger Einbruchsloch gefallen und ist es daher nicht möglich, zu behaupten, dass die Porphyrkluft der Riesenquelle bei 190·6 Meter Seehöhe auf die Communication zwischen Porphyr- und Plänergrundwasser irgend einen Einfluss ausübe. Es müssen also noch andere tiefliegende Communicationsstellen zwischen den beiden Grundwässern existiren, die wir nicht kennen und von welchen wir auch nicht wissen, ob sie in irgend einem Zusammenhange mit der Riesenquelle stehen.

Brüxer Sprudel.

Ich kann nicht umhin des erbohrten Brüxer Sprudels wenigstens mit einigen Worten zu gedenken.

Das betreffende Bohrloch auf Parcelle 1727 in der Catastralgemeinde Tschautsch, die der Stadtgemeinde Brüx gehörig ist, in der Kammerer Seemulde westlich bei Brüx gelegen, wurde circa in 225 Meter Seehöhe angeschlagen und sollte einer Untersuchung des untenliegenden Kohlenflötzes dienlich sein.

Man hat bis 2·5 Meter im Rasen viel Wasser getroffen, mit 59·90 Meter das 24 Meter mächtige Kohlenflötz erreicht und die Bohrung bei einer Tiefe von 135·75 Meter im Braunkohlenliegendsandstein eingestellt.

Das erbohrte Wasser hatte 18—19° R. Temperatur, 14·6401 freie Kohlensäure, 53·28 Gramm fester Bestandtheile (die Urquelle hat nur 6·32 Gramm fester Bestandtheile). Der Geschmack des Wassers war nicht angenehm. Der Sprudel hatte eine reiche Exhalation und lieferte Anfangs 1 Cubikmeter pro Minute Wasser.

Die merkwürdigste Erscheinung um den Brüxer Sprudel ist die Thatsache, dass in dem Kohlenflötze der Umgebung, namentlich in jenem Complexe, welcher von Herrn Hofmayer in Brüx verwaltet wird, colossale Mengen von Kohlensäure auftreten, die zeitweilig, namentlich unmittelbar nach der Eröffnung der Gruben, den Abbau der Kohle lebensgefährlich erscheinen liessen.

Die Frage, woher die Kohlensäure des Flötzes stammen mag, ist momentan allerdings noch nicht definitiv erledigt, immerhin halte ich dafür, dass diese Kohlensäure nicht ursprünglich dem Flötze angehört und nicht als Zersetzungsproduct der Kohle zu betrachten ist, vielmehr bin ich geneigt, anzunehmen, dass unterhalb des Kohlenflötzes in der abgesenkten Gneissscholle ebenso eine locale Exhalation placirt sei, wie solche zu Carlsbad, zu Bilin, an der Riesenquelle und zu Teplitz besprochen wurde.

Nach den Mittheilungen des Herrn Verwalters Hofmayer muss jedoch diese Exhalation jene von Carlsbad, wenn nicht weit übersteigen, so doch sich mit dieser messen können und wird vielleicht diese Quelle chemisch reiner Kohlensäure, mittelst Bohrung aufgeschlossen, eine technische Verwerthung finden können.

Wahrlich, die an das Erzgebirge südlich anstossende, prachtvolle Landschaft ist nirgends um eine Exhalation in Verlegenheit!

Der artesische Brunnen in Wisterschan bei Teplitz.

Während dem Verlaufe der letzten Commissionssitzung in der Angelegenheit des Victorin-Wassereinbruches hatte sich im Sitzungssaale die Nachricht verbreitet, man habe eben in Wisterschan bei Teplitz mittelst Bohrung ein dem Teplitzer Thermalwasser ähnliches Wasser erschrotet.

Es ist selbstverständlich, dass diese Nachricht von dem Erfolge einer Bohrung, in dem Momente, als es sich darum handelte, zu entscheiden, ob man die Teplitzer Thermen mittelst einer Tiefbohrung von den Bergbauen unabhängig machen könne und solle oder nicht — bei allen, die pro und contra Bohrung plaidirt hatten, ein gleich lebhaftes Interesse angeregt hat.

Ich meinerseits bat meinen hochgeehrten Freund Prof. Dr. G. C. Laube, die Constatirung des Thatbestandes in loco zu übernehmen und wurde die sofortige Erreichung des Zieles umso leichter effectuirt, als sich der k. k. Bezirkshauptmann in Teplitz, Herr Graf Thun entschlossen hat, der Untersuchung anzuwohnen.

Das Resultat dieser Untersuchung hat Laube sofort eingesendet und erschien die betreffende Darstellung der Verhältnisse in der Nummer 10 vom 31. Juli 1888 unserer Verhandlungen, pag. 217.

Die Wichtigkeit des Falles für das nahe Teplitz-Schönau, nöthigt mich zur Reproduction der Notiz an dieser Stelle.

Prof. Dr. G. C. Laube berichtet folgend:

„Die Herren Gebrüder Grohmann, Fabrikanten in Wisterschan bei Teplitz, haben auf ihrer Besitzung, um ihre Anlage mit reinem Wasser zu versehen, einen artesischen Brunnen gebohrt, welcher ein sehr günstiges Ergebniss lieferte. Wisterschan liegt östlich von Teplitz-Schönau in einem Thale, das von dem Teplitzer Schlossberg und seinen Ausläufern im Süden, von der Zwetnitzer Höhe im Norden begrenzt wird. Weiter östlich steigt nicht fern davon das Mittelgebirge auf, im Westen schliesst der Teplitzer Porphyr ab. Die Lage ist sohin sehr geeignet und es ist einem solchen Unternehmen schon von weil. Bergrath H. Wolf ein günstiger Erfolg vorhergesagt worden. Der nunmehr verbüchste Rohrbrunnen liefert aus 172·10 Meter Gesammttiefe nach Schätzung 4—5 S. L. Wasser, welches noch den Aufsatz eines 8 Meter hohen Steigrohres über Tag gestattet."

„Nach dem mir gütigst von den Herren Besitzern mitgetheilten Auszug aus dem Bohrjournal durchsank der Bohrer folgende Schichten:

Humus, Lehm, Kies, letzterer Wasser von 30 Härtegraden führend 5·80 Meter, Plänerletten 24·15 Meter, festen Pläner 3·0 Meter, Plänerletten 48·45 Meter, festen Pläner 26·20 Meter, Pläner mit Pyrit durch-

setzt 0·40 Meter, festen Pläner 44·80 Meter, Plänerletten mit Pyrit und weisser Kreide durchsetzt 12·6 Meter, hier begann am 28. Mai das Wasser bis an den Rand des Bohrloches zu steigen; am 29. Mai sank der Bohrer durch zwei Meter tiefer und das Wasser floss heraus. Es wurden noch erbohrt Kreidemergel 4·30 Meter, sehr harter, krystallisirter (sic!) Kalkstein 2·40 Meter. Da dieser Stein sehr hart war und nicht mehr Wasser zufloss, wurde die Bohrung eingestellt. Im Interesse einer Aufhellung der für die Beurtheilung der Teplitzer Thermenfrage so wichtigen geologischen Verhältnisse, wäre es in hohem Grade wünschenswerth gewesen, dass man mit dem Bohrloch bis unter die Kreideschichten hinab gegangen wäre."

„Wie man aus dem Mitgetheilten sieht, wurden Plänerschichten in einer ansehnlichen Mächtigkeit, wie man sie selbst nirgends um Teplitz übertags aufgeschlossen findet, durchfahren. Es lässt sich nicht feststellen, ob hier Baculitenthone [1]) und Plänerkalk, wie es wohl den Anschein hat, durchsunken wurden, jedenfalls reicht die Bohrung bis in einen bisher oberirdisch bei Teplitz nicht bekannten Kreidehorizont. Die Herren Grohmann hatten die Güte, mir erbohrtes Material aus der Tiefe von 164, 170 und 172 Meter mitzutheilen. Bezüglich des ersteren kann ich nur bestätigen, dass der ausgeschlemmte Rückstand Pläner und Kiesklümpchen, Markasitkryställchen und einige wenige Foraminiferen ausser Muschelschalenbruchstückchen erkennen liess. Die aus 170 Meter stammende, sogenannte weisse Kreide, ist eine weiche, abfärbende, weisse Masse, die im Schlemmrückstande ausser Kreideklümpchen etwas Kies- und Quarzkörnern, keine Foraminiferen finden liess. Die aus 172 Meter stammende Probe gehört dem im Bohrjournal als sehr harter krystallisirter Kalkstein bezeichneten, an. Wie es nicht anders zu erwarten, ist diese Bezeichnung falsch. Das weisse, harte, äusserlich schon sandige Gestein zeigt im Schlemmrückstande ausser wenigen Kiesklümpchen und Kreidebröckchen vielen wasserhellen scharfeckigen Quarzsand und einige Foraminiferen. Zu einer Unterscheidung der Horizonte sind jedoch die letzteren, welche ich mit *Rosalina moniliformis Rss.*, *Rosalina marginata Rss.*, *Rotalina lenticula Reuss*, *Flabellina ornata Rss.* nur vergleichen möchte, da sie von Reuss sämmtlich aus dem Baculitenthone beschrieben werden, nicht ausreichend, weil sie sowohl im thonigen wie im sandigen Gestein vorkommen."

„Nach der petrographischen Beschaffenheit aber möchte das tiefsterbohrte Gestein doch wohl schon als dem sogenannten Isersandstein zugehörig anzusehen sein. Das unterm 29. Mai angeführte Tiefersinken des Bohrers im Ausmaass von zwei Meter scheint auf das Vorhandensein einer Höhle im Pläner zu deuten."

„Das aus dem Bohrloch frei abfliessende Wasser hat eine Temperatur von + 24° C., einen Härtegrad zwischen 4—5 und einen faden, einem sehr schwachen Säuerling ähnlichen Geschmack. Das Vorhandensein von freier Kohlensäure im Wasser lässt sich leicht durch Schütteln nachweisen, dagegen hat das anfänglich beobachtete Aufsteigen von Gasblasen im Bohrloch nach erfolgter Verrohrung ganz aufgehört. Die

---

[1]) Vergl. Verh. d. geolog. R.-A. 1872, pag. 232 ff.

chemischen Analysen des Wassers stehen noch aus. Auffallend jedenfalls ist die Temperatur des Wassers, welches mindestens 10° C. wärmer ist, als es nach der erbohrten geothermischen Tiefstufe sein sollte, sowie die geringe, das Teplitzer Thermalwasser nur wenig übertreffende Härte, und zwar letztere umsomehr, als, wie man gesehen hat, das Wasser aus einer mächtigen Plänerkalkablagerung hervortritt. Man darf hieraus mit Bestimmtheit schliessen, dass das Wasser nicht, oder doch zum allergrössten Theile nicht aus dem Pläner stammt. Der Gedanke liegt nahe, dass dasselbe Abflusswasser aus den Teplitzer Quellen sei, welches seinen Weg zwischen Porphyr und Pläner unterirdisch seinem natürlichen Gefälle folgend nimmt und durch die Bohrung erschlossen wurde, wobei es natürlicherweise aus Quellen stammen kann, die in Teplitz und Schönau gar nicht bekannt sind. Es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass durch die Bohrung ein ähnliches Wasserbehältniss erschlossen wurde, wie es ehedem die Riesenquelle bei Dux gewesen ist, mit welcher die bekanntgewordenen Verhältnisse viele Aehnlichkeit zeigen. Etwaige weitere Ergebnisse sind noch abzuwarten."

Ein flüchtiger Blick auf die geologische Karte von Wisterschan lehrt, dass dieser Ort in einer Thalmulde, welche vom Teplitzer Saubache durchflossen wird, circa in der Seehöhe von 190 Metern situirt sei. Diese Thalmulde ist gegen NW. vom Porphyrgebirge begrenzt und im weiteren Verlaufe nach Ost, im Norden durch einen Wall von Basalttuffmassen, aus welchen die Basalt- und Phonolithberge, der Schlossberg (392 Meter), der Wisterschaner Berg (314 Meter), der Wescher Berg (322 Meter) und andere emporragen, abgeschlossen, während parallel mit der Biela im Süden eine ähnliche Gebirgsmasse mit dem Wachhübel (336 Meter) beginnend sich östlich fortzieht und mit ersterer sich verbindend den Thalkessel umrahmt.

In der Sohle des Thalkessels wird auf der geologischen Karte das Braunkohlengebirge (Kohlenschacht bei Sekomitz) angegeben. Dieses muss jedoch nur sehr flach gelagert vorliegen, da das Bohrloch unter alluvialem Lehm und Kies alsogleich Plänerletten erbohrt hat.

Da der Plänerletten wasserundurchlässig ist, so wird das ganze Meteorwasser des Wisterschaner Kessels mit dem Saubache in die Biela gelangen.

Unter diesem oberflächlichen wasserführenden Horizonte folgten nun durch 170 Meter Teufe bis zu 24 Meter Seehöhe die Plänergebilde, die kein Wasser enthielten. Erst an der Basis derselben traf der Bohrer eine kleine Höhle mit Wasser. Als Liegendes des Pläner wurde Isersandstein constatirt.

Bei Betrachtung dieses Thatbestandes drängen sich mehrere Fragen an den Beobachter, die im Interesse der Teplitz-Ossegger Katastrophe eine Beantwortung fordern.

Vorerst ist die Frage: Wie es kommt, dass man in Wisterschan mit einem Bohrloche ein 24° C. messendes, sogar 8 Meter hoch springendes Thermalwasser erbohrt hat, während einer Tiefbohrung in Teplitz ein sicherer Erfolg abgesprochen wird?

Aus den vorangehenden Angaben geht es hervor, dass das Bohrloch unter einer mächtigen Lage des Pläners, der sich dadurch, dass

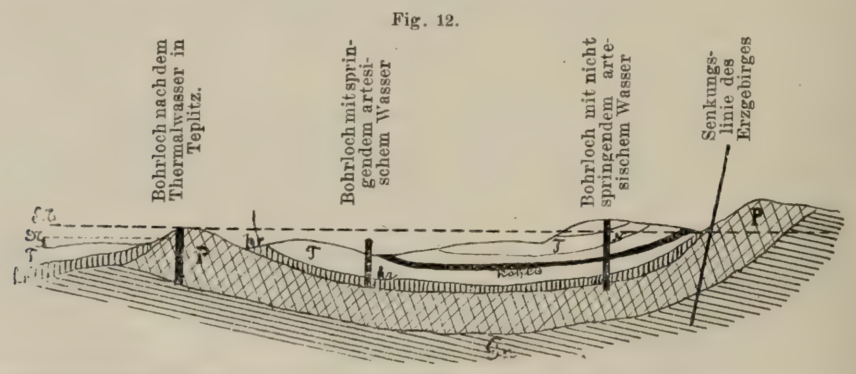
derselbe mehrere Zwischenlagen von Plänerletten aufweist, auch in seiner ganzen Masse kein Wasser enthielt, als wasserundurchlässig erwies, ein Sandsteingebilde traf, welches Wasser führt. Man hat also bei Wisterschan: Basalttuffe mit Basalt und Phonolith,
Braunkohlengebilde,
Pläner,
Isersandstein

vor sich, worin die oberen drei Glieder wasserundurchlässig sind und das unter diesen liegende Glied des Isersandstein Wasser führt. Hier trifft man also thatsächlich die Bedingungen, unter welchen ein artesisches Wasser erbohrbar ist (siehe die beigegebene Fig. 13 auf pag. 497, auch in A. Daubrée: Les Eaux Souterraines a l'Epoque actuelle. Paris 1887, Vve. Ch. Dunod, Bd. I, pag. 155, Fig. 84), indem hier der Isersandstein in einer bedeutenden Tiefe, bei 24 Meter Seehöhe, unter einem in der Niederung am Fusse des Erzgebirges allgemein verbreiteten Gebilde, dem Pläner, lagert. Die tiefe Lage des Sandsteins bei Wisterschan in 24 Meter Seehöhe fordert zur Annahme, dass dieser Sandstein irgendwo an die Tagesoberfläche gelangen muss, um sein Wasser aufnehmen zu können. Dieses kann aber nur am Fusse des Erzgebirges, bei circa 300 Meter Seehöhe, oder südlich von Wisterschan in der Niederung Mokray bei 292 Meter Seehöhe der Fall sein. Hier ist also auch die Andeutung einer unumgänglich nöthigen muldigen Lage des Sandsteins gegeben.

Im Falle man geneigt ist, mit meinem hochgeehrten Freunde Prof. Laube anzunehmen, dass das Wasser des Sandsteins aus dem Grundwasser des Teplitzer Porphyrs stamme, so stellt der Ausfluss bei den ehemaligen Löwenköpfen bei 302 Meter Seehöhe das Einsickerungsniveau des Wassers des in Wisterschan bei 24 Meter Seehöhe angebohrten Sandsteins dar und in diesem Falle ist also ebenfalls die Bedingung eines artesischen Bohrbrunnens gegeben.

Ganz anders geordnet sind die betreffenden Thatsachen bei Teplitz, die ich im anliegenden Profile, welches ganz nach dem oben citirten Modellprofil Daubrée's schematisch gezeichnet ist, darstelle.

Fig. 12.



Theoretische Skizze: *Gn* Gneis, *P* Porphyr, *Kr* Kreide, *T* Tertiär, *N* Grundwasserspiegel am Erzgebirge; N_1 Grundwasserspiegel in Teplitz.

In Teplitz-Schönau ist die wasserführende Schichte der Porphyr. Ich gebe zu, dass dieser Porphyr sogar muldig gelagert sei; dabei

zwischen Teplitz und dem Porphyr des Erzgebirges von undurchlässigem Tertiär und Kreidegebirge bedeckt sei; aber derselbe stellt nur eine schiefe oder halbe Mulde dar: indem der Porphyr bei Teplitz sein südliches Ende erreicht, welches um 79 Meter tiefer liegt als das nördliche am Erzgebirge. Wenn die Linie N, das Einsickerungsgebiet im Norden tangirend, das Niveau des Grundwassers darstellt, so trifft sie im Süden gerade den höchsten Theil des Teplitzer Porphyrgebirges, welches circa um 60 Meter die Mündung der Urquelle überhöht.

Statt also, dass das südliche Ende des Porphyrs sich ebenso hoch erheben sollte, wie das nördliche am Erzgebirge, um eine Spannung des in ihm enthaltenen Grundwassers zu erzeugen, liegt der südliche Theil des Teplitzer Porphyrgebirges weit tiefer, als die erzgebirgische Porphyrmasse.

Ueberdies fliessen an den Gehängen oder in den Thälern des Teplitzer Porphyrgebirges die Grundwässer des Porphyrs als Thermalwässer der Urquelle, der Steinbadquelle, der Sandbadquelle von selbst aus oder werden geschöpft, so dass das Niveau des Grundwassers hierdurch stellenweise bis zu 190 Meter Seehöhe herabgedrückt erscheint.

Gegenwärtig, nachdem die Schächte der einzelnen Quellen vertieft wurden, wird die Depression des Spiegels des Grundwassers, respective des Thermalwassers zur Zeit der Badesaison gewiss noch tiefer herabgedrückt.

Das südliche Ende des Porphyrstockes von Teplitz ist allerdings bis beiläufig zu einer Seehöhe von 190 Meter vom Tertiär und Kreidegebirge umlagert. Doch ist dieser Verschluss ganz gewiss nicht ein hermetischer, wie schon die Ansicht Laube's andeutet, dass das bei Wisterschan erbohrte Wasser möglicher Weise ein vom Porphyrgebirge in den Sandstein eingesickertes Wasser sein könnte. Da nun die Umlagerung des Porphyrstockes von Teplitz in West, Süd und Ost allerorts das unterirdische Abfliessen des Porphyrgrundwassers als möglich erscheinen lässt, so wird man wohl jedenfalls zugeben, dass die Spiegellinie des Porphyrgrundwassers N keine horizontale sein könne, dass vielmehr der Grundwasserspiegel bei Teplitz durch ungehindertes Ausfliessen des Thermalwassers an unterirdischen Stellen und durch Verbrauch an den Quellenschächten tiefer als am Erzgebirge, also etwa bei N_1 liegen dürfte. Dann ist aber an eine Spannung der Teplitzer Wässer nicht zu denken. Ein Tiefbohrloch in Teplitz müsste man, der Terrainverhältnisse wegen, circa im Niveau von N_1 ansetzen und da ist ohne einer Spannung des Grundwassers ein Springbrunnen, meiner Ansicht nach, ein Ding der Unmöglichkeit und im Falle von Teplitz-Schönau nur dann denkbar, wenn die Porphyrmasse nicht zu Tage träte, wie es Thatsache ist, sondern mit einer wasserdichten Hülle, die alle Ausgänge des Wassers hermetisch verschliessen würde, umgeben wäre, was nicht der Fall ist.

Diese Unmöglichkeit, in Teplitz einen springenden Sprudel zu erbohren, wird noch klarer, wenn man die Möglichkeit in Rechnung nimmt, dass die Erzgebirgsporphyrmasse von der Teplitzer Porphyrmasse durch die Senkungsspalte des Erzgebirges getrennt sei und das Wasser der höher liegenden Porphyrmasse des Erzgebirges in die

Teplitzer Porphyrmasse nicht übertreten könne. Dann hat man einfach das in die an der Tagesoberfläche anstehenden Massen des Teplitzer Porphyrs eingesickerten Meteorwässer als Porphyrgrundwasser vor sich, die ohne jede Spannung frei aus dem Porphyr ausfliessen können und bei Regenwetter höher, zur Trockenzeit tiefer stehen.

Die zweite, dem Beobachter sich aufdrängende Frage ist: muss das im Wisterschaner Bohrloch ausfliessende Wasser thatsächlich das Teplitzer Thermalwasser sein?

Die beobachtete Thatsache, dass, bevor das Wisterschaner Bohrloch verrohrt war, es eine Kohlensäureexhalation besass, die es in Folge der Verrohrung verlor, zeigt uns die Möglichkeit, dass die Wisterschaner Therme durch die Kohlensäureexhalation an Ort und Stelle angewärmt und angesäuert werden kann; dass also die künstliche Therme von Wisterschan ein Analogon vom Brüxersprudel, oder wie Laube andeutet, von der Riesenquelle sein kann. Auch ist es unglaublich, dass ein Grundwasser des Teplitzer Gebirges, das auch nur ein sogenanntes Wildwasser sein kann, auf der Strecke von Teplitz bis Wisterschan bei 170 Meter Seehöhe unterirdisch laufend, seine ursprüngliche Temperatur beibehalten könnte.

Thatsache ist, dass man im Jitschiner Kreise auf mehrere Stellen, auf Anrathen des weil. Prof. Krejčí, Bohrlöcher abgeteuft hat, die aus dem unter dem Pläner lagernden Kreidesandstein ein nur sehr geringe Härtegrade besitzendes artesisches Wasser liefern. Im Falle Wisterschan ist es daher auch nicht absolut nothwendig, anzunehmen: dass das dortige artesische Wasser aus Teplitz stammen müsse. Der reine Quarzsandstein der Kreideformation könnte sogar ein weicheres Wasser führen, als das Wasser des Porphyrs ist. Auffallend ist allerdings die Aehnlichkeit: dass in Wisterschan, wie am Neubade bei Teplitz im Pläner eine Höhle vorliegt, die das weiche Wasser, mit Beihilfe der Exhalation den Kalk auflösend, ausgehöhlt hat, ohne dadurch selbst hart zu werden.

Der sogenannte Auftrieb der Thermalquellen in Teplitz.

Es erübrigt noch, auf die wiederholt mit dem Namen „Auftrieb" bezeichnete Erscheinung der Thermalquellen kurz einzugehen, die darin besteht oder sich dadurch kundgibt, dass der Spiegel der Thermen häufig um mehrere Meter höher stehend beobachtet wurde, als der Spiegel des Inundationswassers in den Bergwerkshohlräumen.

Im folgenden Capitel werde ich nachweisen, dass dieser „Auftrieb" jedesmal verschieden ist, je nachdem der Thermalspiegel eine fallende oder eine steigende Tendenz besitzt, und zwar ist der Auftrieb weit grösser bei fallender, weit kleiner bei steigender Tendenz.

Diese Andeutungen weisen darauf hin, dass man es hier mit complicirten Wirkungen des Druckes zu thun hat.

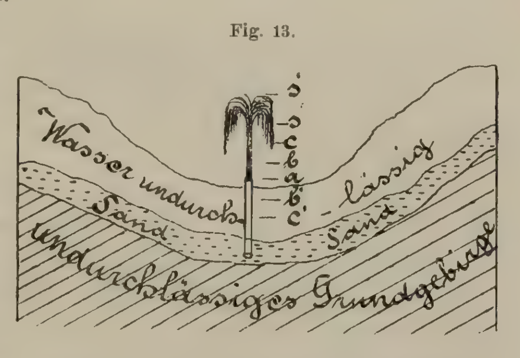
Denkt man sich einen artesischen Brunnen Fig. 13, der bei *a* aus der Mündung des Bohrloches den Wasserstrahl bis *s* steigen lässt, so eingerichtet, dass man das Rohr bis *b* oder *c* und *s* verlängern kann, so wird man natürlicherweise bei jeder Verlängerung des Rohres den

Wasserstrahl kürzer werden sehen, nicht nur deswegen, weil das Rohr länger wird und den früheren Weg des Strahles ersetzt, sondern auch deswegen, weil durch die Verlängerung des Rohres die Reibung des Wassers an den Rohrwänden vermehrt erscheint. Im Moment, als das Rohr den Punkt s erreicht, wird vom Strahl kaum eine Spur zu sehen sein, höchstwahrscheinlich auch das artesische Wasser kaum überfliessen. Denkt man sich dagegen das Rohr von s nach c, b und a, nach und nach verkürzt, so wird der Strahl ebenfalls nach und nach seine ursprüngliche Länge wieder gewinnen und würde, wenn man das Rohr noch bis b' und c' weiter verkürzen könnte, immer länger und länger werden, auch höher steigen, so dass im Falle c' der Strahl den Punkt s bis s' überhöhen würde.

Substituirt man in diesem Beispiele statt das verkürzbare oder verlängerbare Rohr, den fallenden oder steigenden Spiegel der Inundation, so hat man diese Erscheinung theilweise erklärt.

Hiermit ist aber alles das, was der sogenannte „Auftrieb“ mit umfasst, noch nicht abgethan.

Fig. 13.



Theoretische Skizze eines artesischen Brunnens.

Es kann kein Zweifel darüber bleiben, dass die entsprechende Säule des Thermalwassers, wenn sie in der Umgebung der Exhalation von dieser angewärmt und angesäuert wird, länger sein müsse, als eine entsprechende Säule des „wilden Wassers“ oder des Grundwassers. — Die Aufnahme der Millionen kleiner Kohlensäurebläschen in das Thermalwasser muss diese Säule ausdehnen; überdies wird noch ein jedes Bläschen, durch die Erwärmung ausgedehnt, noch weiter dazu beitragen, dass der Spiegel der Thermalwassersäule erhöht, verlängert erscheint im Vergleiche mit dem Spiegel des umgebenden Grundwassers.

Nehmen wir an, eine Wassersäule der Therme, die von der Tagesoberfläche tief hinab in das Erdinnere eine Länge von 1000 Meter misst, so wird dieselbe, von 4° R. auf 50° R. erwärmt, 1012 Meter lang erscheinen.

Nimmt man aber eine kürzere Säule an, die von der Tagesoberfläche hinab z. B. bis 500 Meter Teufe reicht, von 4° R. auf 50° R. erwärmt, so wird sie 506 Meter lang erscheinen.

Bei der längeren Säule beträgt der Auftrieb mehr, bei der kürzeren Säule weniger.

Auf Teplitz angewendet, wo man eine nur circa 100 Meter tief hinabreichende Säule des Thermalwassers in Rechnung zu nehmen berechtigt ist, wird die von 4° R. auf 50° R. erwärmte Thermalwassersäule 101·2 Meter lang geworden sein. In Teplitz beträgt also der Auftrieb, der durch die Erwärmung der Thermalwassersäule erzielt wird, etwa 1·2 Meter.

Der grösste Antheil an dem sogenannten „Auftriebe“ der Thermalquellen von Teplitz fällt einfach auf den relativ höheren Stand des Spiegels des Grundwassers im Teplitzer Porphyrreservoir, der auf dem natürlichsten Wege dadurch erzielt wird, dass der obere in die Atmosphäre aufragende Rand des Porphyrreservoirs relativ höher reicht, als das Infiltrationsgebiet des Pläners. In Folge dieses Umstandes, welchen man am kürzesten so ausdrücken kann, dass der Rand des Gefässes des Porphyrreservoirs eine höhere Seehöhe erreicht, als der des Plänerreservoirs, — steigt der Spiegel des Porphyrreservoirs zur Zeit, wenn es häufigere, reichlichere Regen gibt, etwas höher, und fällt in Folge des Saisonverbrauches an Thermalwasser tiefer als im Plänerreservoir, und bietet jene Erscheinung, die allenthalben, wo der Spiegel des Grundwassers beobachtet wird, als Steigen und Fallen des Grundwasserspiegels nachgewiesen werden kann — und welcher Erscheinung man allerdings in Teplitz-Schönau bis jetzt keine Aufmerksamkeit zugewendet hatte.

Zur graphischen Darstellung der Wasserstände in Ossegg und Teplitz.

(Taf. V, VI, VII.)

(Siehe Friedrich Zechner, Die Entwässerungsarbeiten auf den inundirten Dux-Ossegger Kohlenwerken und die Arbeiten zur Sicherung der Teplitzer Thermen. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. 1881.)

Wenn man von dem vielen und grossen Unglück, welches die beiden Wassereinbrüche im Döllingerschachte im Jahre 1879 und im Victorinschachte im Jahre 1887 über die Thermalstadt Teplitz-Schönau und über die inundirten Kohlenwerke gebracht haben, absehend, sich den Errungenschaften zuwendet, welche während dem Verlaufe des Unglückes für die Wissenschaft und Kenntniss gewonnen wurden, — so erscheint mir das viele Detail, das über die unterirdische Bewegung der Grundwässer, der Thermalwässer und Grubenwässer aufgespeichert wurde, in erster Linie beachtenswerth.

Die in obcitirter Publication des Bergcommissärs Herrn Zechner zuerst mitgetheilte graphische Darstellung, die nur bis zum März 1881 reichte, wurde seitdem fortgesetzt und sie circulirt in mehreren Exemplaren unter den Herren Sachverständigen. Auf besonderes Ersuchen hatte Herr Director Klier vom Victorinschachte die Güte, mir überdies ein möglichst vervollständigtes Exemplar dieser Darstellung für die k. k. geologische Reichsanstalt mitzutheilen, in welchem der Monatsdauer durchwegs dasselbe Spacium eingeräumt wurde, wodurch dieses Exemplar, das ich in beiliegender Taf. V auf photographischem Wege verkleinert mittheile, in allen Theilen vergleichsfähiger erscheint.

Diese Darstellung ist in der That von grossem Interesse. Eine dünnere Linie zeigt die Spiegelstände an der Urquelle, eine dickere Linie die Spiegelstände des Inundationswassers; eine punktirte Linie zeigt das Fortschreiten des Teufens des Urquellenschachtes.

Eingeschriebene Zeilen bezeichnen gewisse wichtige Momente, Erscheinungen und Daten aus der Geschichte der Entwässerungsarbeiten. Der eigentliche Autor dieser graphischen Tabelle ist mir unbekannt; ich kann aber nicht umhin, ihm unbekannter Weise herzlichen Dank für die gehabte Mühe auszusprechen.

Mit dem 15. September 1879 beginnt die Entwässerungsaction in einem Momente, als die Inundationswässer bei 202 Meter Seehöhe angelangt waren, dagegen der Spiegel der Urquelle bei circa 199 Meter Seehöhe stand.

Der sogenannte Auftrieb der Urquelle, nämlich der Abstand des Spiegels der Urquelle, im Porphyrreservoir bei Teplitz gemessen, vom Spiegel des Inundationswassers in den Grubenräumen — welche beide durch das Plänerreservoir in Verbindung gestellt werden — beträgt bei fallender Tendenz des Spiegels 10, 12, auch fast 14 Meter, bei steigender Tendenz dagegen nur 3—8 Meter; das heisst der Spiegel der Urquelle erhöht sich weit langsamer und schwieriger, als er fällt, was wohl einfach darin liegt, dass das Wasser bei fallender Tendenz leichter bergab fliesst, eigentlich seinen Spiegel senkt; bei steigender Tendenz aber bergauf, resp. senkrecht aufsteigen muss und ausser der Ueberwindung der Capillarität, der Reibung mit den Kluftwänden auch noch die eigene Schwere es am Aufsteigen hindert.

Im Allgemeinen zeigt die Tabelle auf Taf. V in dem Verlaufe der betreffenden Linien eine leichtere Beweglichkeit des Inundationswassers und eine verlangsamte der Urquelle.

Die leichtere Beweglichkeit des Inundationswassers in Folge der Grösse der Einbruchstelle und die langsame Bewegung des Thermalwassers in Folge klein dimensionirter Durchgangsklüfte ist besonders vom Juni 1880 an in der Tabelle ausgedrückt, wo beschränktes Pumpen inundirter Gebiete ein rasches Steigen des Grubenwassers darstellt, während der Spiegel des Urquellenwassers sich nur langsam erhebt und der Auftrieb des Urquellenspiegels eine immer geringere Differenz über dem Spiegel des Grubenwassers abnehmen lässt.

Im Jänner, Februar und März 1881 zeigt die Tabelle in wiederholten Fällen die rasche Füllung des Urquellenschachtes, bis zu einer Seehöhe von 173—175 Meter, wenn die Pumpen in demselben still standen. In nicht ganz 15 Minuten stieg das Thermalwasser 8·5 Meter von der Schachtsohle herauf.

Diese Erscheinungen erinnern lebhaft an die Eigenthümlichkeiten des Grundwassers bei Wr.-Neustadt und sprechen dafür, dass man bei 173 Meter Seehöhe schon sehr tief im Grundwasser, resp. Thermalwasser steht, indem in den durch die Pumpung leergemachten Raum das Thermalwasser von allen Seiten mit grossem Drucke herbeiströmt, um den Schachtraum fast augenblicklich auszufüllen.

Man würde meiner Ansicht nach fehlen, wenn man aus dem starken Eindringen des Thermalwassers in den unteren Theil des Urquellenschachtraumes auf eine, in grösserer Teufe geringere oder gehindertere Verbindung mit dem Plänerreservoir, resp. dem Inundationsraum schliessen wollte.

Bei einem Stande des Thermalwassers im Porphyrreservoir bei 203 Meter Seehöhe wird dasselbe, durch das Plänerreservoir in die

Hohlräume des zu inundirenden Bergbaues, mittelst der Einbruchsöffnung bei 156 Meter Seehöhe mit grösserer Raschheit abwärts fliessen, also sein Spiegel schneller fallen, als aus der Urquellenschachttiefe bei 170—160 Meter Seehöhe, woselbst die Höhendifferenz gegen 156 Meter Seehöhe eine weit geringere ist.

Es ist unmöglich anders, als dass das Thermalwasser von 203 Meter Seehöhe nach 156 Meter Seehöhe viel rascher abfliesst, als von der Seehöhe bei 170 Meter im Urquellenschachte, nach der Seehöhe von 156 Meter, und eben darum wird das Thermalwasser bei gleicher Beschaffenheit der Klüfte vom höheren Spiegelstande rascher, vom tieferen langsamer abgeleitet werden, das heisst oben nicht mit solcher Geschwindigkeit als unten den entstandenen Hohlraum im Schachte ausfüllen.

Nicht die nach der Tiefe enger werdenden Communicationsklüfte zwischen dem Porphyrreservoir und dem Plänerreservoir sind an dieser Erscheinung schuld, sondern das geringere Gefälle, der geringere Druck zu den Hohlräumen der Bergbaue bei 156 Meter Seehöhe.

Die weiteren Detaildarstellungen der Tabelle, die die Zeit vom Juni 1881 bis Mai 1882 umfassen, stellen die Verhältnisse dar von der Wiederbesichtigung der Döllinger Einbruchsstelle bis zur Schliessung des Ventils am 20. Mai 1882, in welcher Zeit aus dem Döllinger Einbruche das Einbruchswasser der beiden Reservoire frei ausfliessen konnte.

Während dieser Zeit stand das Thermalwasser in Teplitz anfangs bei 170 Meter, später bei 169, 167 und knapp vor der Schliessung des Ventils bei 166·5 Meter Seehöhe.

Es betrug somit der sogenannte „Auftrieb“ der Urquelle (bei fallender Tendenz) 14, 13, 12 und 11·5 Meter über der Döllinger Einbruchsstelle. Während dieser Zeit, also in circa 11 Monaten, fiel der Spiegel der Urquelle um 3·5 Meter.

Die Ursache dieses Fallens des Urquellenspiegels liegt erstens in dem Abflusse der Einbruchswässer aus dem Porphyr und Plänerreservoir durch die Döllinger Einbruchsstelle, die man auf 12 Cubikmeter pro Minute berechnet hat, zweitens in dem Verbrauche der Saison 1881 an Thermalwasser.

Nach der Schliessung des Ventils am 20. Mai 1882 fing der Spiegel der Urquelle unmittelbar zu steigen an.

Bis zum Schlusse des Jahres 1882 erreichte der Urquellenspiegel nach 7 Monaten die Seehöhe von 183 Meter. Im Jahre 1883 am 1. Mai stand der Urquellenspiegel nach 4 Monaten bei 189 Meter Seehöhe. Während der Saison 1883 erhob sich der Urquellenspiegel wegen Thermalwasserverbrauch weit langsamer bis 192 Meter Seehöhe. Dann stieg derselbe abermals wieder rascher bis 1. Mai 1884 bis zur Seehöhe von 197 Meter; während der Saison verlangsamt bis 198 Meter Seehöhe und erreichte im Mai 1885 201·54 Meter Seehöhe; ging während der Saison 1885 um 1 Meter zurück und erschien dann wieder bei steigender Tendenz im Februar 1886 auf der höchsten Seehöhe von 201·59 Meter.

Dieses interessante Detail lässt sich folgendermassen ersichtlich darstellen:

			Meter			Meter
Am 20. Mai	1882	Urquellenspiegel bei	166·5	Seehöhe.		
„ 1. „	1883	„ „	188	„	Erhebung des Spiegels um	22
„ 1. „	1884	„ „	197	„	„ „ „ „	9
„ 1. „	1885	„ „	201·54	„	„ „ „ „	3
„ 15. Februar	1886	„ „	201·59	„	„ „ „ „	0·05

Nach Schliessung des Ventils am Döllinger Einbruche bedurfte der Urquellenspiegel 4 Jahre Zeit, um sich von der Seehöhe bei 166·5 Meter bis zur Seehöhe von 201 Meter, also um 35 Meter im Ganzen zu erheben. Die langsame Füllung der Reservoire spricht nicht für das Vorhandensein grosser Massen artesischen Wassers im Erzgebirge.

Auf diesem Wege der Erhebung wurde die steigende Bewegung des Spiegels der Urquelle stets beeinflusst von dem jedesmaligen Saisonbedarfe an Thermalwasser.

Anfangs und in den ersten Jahren der steigenden Bewegung stieg der Urquellenspiegel, wenn auch während der Saison verlangsamt, ununterbrochen. Auf der fast normalen Seehöhe im Jahre 1885 angelangt, wirkte der Thermalwasserbedarf während der Saison als eine Erniedrigung des Urquellenspiegels um einen Meter.

Diese steigende Bewegung des Urquellenspiegels, die, je höher der Spiegel gestiegen war, um so geringer wurde, lässt annehmen, dass circa in einigen Jahren der Spiegel der Urquelle wieder die Löwenköpfe erreicht und der Curort Teplitz-Schönau die Freude erlebt hätte, seine Therme frei wie vor Jahren ausfliessen zu sehen.

Doch bevor die Therme nach jahrelangem langsamen Steigen ihren ursprünglichen Ausfluss erreichen konnte, kam am 28. November 1887 der zweite: Victorinwassereinbruch.

Dieser zweite Wassereinbruch geschah unter geänderten Verhältnissen. Die zweite Einbruchsstelle liegt bei 145 Meter Seehöhe, also um circa (156—145 =) 11 Meter tiefer als die Döllinger. Die Einbruchsstelle am Victorin ist kleiner als die am Döllingerschachte. Aus diesen veränderten Verhältnissen allein folgt schon ein anderer Gang in der Inundation und im Fallen der Thermen.

Im Jahre 1879 fiel der Urquellenspiegel bis 192 Meter Seehöhe in circa einem Monate um 11 Meter im Ganzen und fing dann zum Steigen an; im Jahre 1887 fiel der Urquellenspiegel im ersten Monate bis 187 Meter Seehöhe, im zweiten Monate bis zu 182 Meter Seehöhe, also im Ganzen um 19 Meter und fing erst im dritten Monate (März) zu steigen an.

Das Inundationswasser stieg im Jahre 1879 bis zur Seehöhe von 185 Meter in 20 Tagen; während im Jahre 1887/8 das Inundationswasser die Seehöhe von 185 Meter erst nach 5 Monaten erreichen konnte. Seitdem aber nun der Urquellenspiegel wieder zu steigen begann, also steigende Tendenz verfolgt, beträgt der sogenannte „Auftrieb" des Urquellenspiegels Anfangs Februar circa 7·5 Meter, Ende Februar circa 4 Meter, Ende März nur mehr 3 Meter. Der sogenannte Auftrieb nimmt also rapid fortschreitend ab, und dürfte daher der Urquellenspiegel sehr bald vom Inundationsspiegel erreicht werden, und zwar in einer relativ tieferen Seehöhe als im Jahre 1879.

Die bisherige Bewegung des Spiegel sowohl des Inundationswassers als auch der Thermalwässer nach dem zweiten Wassereinbruche in Teplitz-

Ossegg findet der freundliche Leser auf der Tafel VI graphisch dargestellt. Diese Tabelle verdanke ich der Güte des Herrn k. k. Ingenieurs Josef Swoboda in Teplitz. Die Tafel VI ist eine verkleinerte photographische Copie des mir eingesendeten Originals.

Dieses Graphikon zeigt einerseits das Steigen der Inundationswässer in den Gruben: Victorin (punktirte Linie), Nelson (dickere Linie), Fortschritt (dünne Linie), Döllinger (Strichlinie) und Gisela (Strichdreipunkte) — andererseits das Fallen der Spiegel der Thermen: Urquelle, Frauenquelle, Augenquelle, Steinbadquelle und Neubadquelle.

Während die Inundationswässer der einzelnen Schächte anfangs allerdings einige Selbstständigkeit in der Bewegung zeigten, so lange nämlich in diesen Schächten gepumpt wurde, vereinigen sich die betreffenden Linien im Februar 1888 fast zu einem einzigen schwer entwirrbaren Strange, der eben andeutet, dass die Wasserstände aller Schächte sehr gleichmässig ansteigen und bemerkt die Tabelle, dass namentlich vom 1. April an die Linien der Wasserstände im Giselaschachte mit jenem in Fortschrittschachte nahezu ganz zusammenfallen.

Anfangs rapid, gestaltete sich das Steigen der Inundationswässer vom Jänner 1888 an mehr und mehr verlangsamt und nähert sich der Linienstrang im weiteren Verlaufe der Monate Juni und Juli mehr und mehr einer Horizontale.

In der Gesammtheit der die Bewegung der Thermalwässer darstellenden Linien bemerkt man zwei Gruppen. Die eine Gruppe: Urquelle, Frauenquelle und Augenquelle wird durch einen Strang von drei Linien dargestellt, wovon sehr häufig zwei, die Urquelle und Frauenquelle, oder auch, wie die Tabelle ausdrücklich bemerkt, die Frauenquelle und Augenquelle zusammenfallen. Die Spiegel dieser drei Quellen fielen unmittelbar nach dem geschehenen Wassereinbruche im Victorin anfangs von circa 202 Meter Seehöhe ziemlich rasch bis 187 Meter Seehöhe, im Jänner weit langsamer bis 182 Meter Seehöhe und fingen erst Mitte Februar, eigentlich anfangs März wieder entschieden langsam und continuirlich verlangsamt zu steigen und haben sie Mitte Juli 1888 die Seehöhe von circa 191·5 Meter erreicht.

Während also diese eine Quellengruppe von dem Wassereinbruche im Victorinschachte sehr lebhaft alterirt wurde, zeigt die zweite Gruppe: Steinbad und Neubadquelle eine kaum merkliche Irritation der Spiegel derselben, indem diese Spiegel von circa 189·5 Meter Seehöhe im Zeitabschnitte bis zum 15. Februar 1888 nur bis zu 187 Meter Seehöhe herabfielen und von da an bis Mitte Juli 1888 sich nur bis 188 Meter Seehöhe erhoben hatten, wobei der Spiegel der Steinbadquelle stets circa um 0·5—0·6 Meter tiefer steht als der Spiegel der Neubadquelle.

Diese Thatsache lässt die Ansicht aufkommen, dass diese beiden Quellgruppen jede für sich in verschiedener Verbindung mit den Ossegger Bergbauhohlräumen stehen. Die erste circa bei 202 Meter Seehöhe situirte Gruppe, die näher zu Ossegg liegt, erscheint den Wassereinbrüchen gegenüber viel mehr afficirbar als die zweite, circa bei 188·5 Meter Seehöhe weiter östlich liegende Thermengruppe.

Die dritte graphische Darstellung auf Taf. VII ist dem Vergleiche der Wasserstände der beiden Wassereinbrüche im Döllinger (1879 bis 1880) und Victorin (1887—1888) gewidmet und erleichtert den Einblick in die betreffenden Vorgänge sehr wesentlich.

Ein flüchtiger Blick auf diese Tafel zeigt schon den bedeutenden Unterschied zwischen den Eventualitäten des Döllinger- und des Victorin-Einbruches. Im Jahre 1879—1880 fiel der Spiegel der Urquelle weit weniger tief und stieg das Inundationswasser in den Grubenräumen weit rapider und weit höher, dagegen fiel im Jahre 1887 bis 1888 der Spiegel der Urquelle weit tiefer und stieg das Inundationswasser in den Grubenräumen langsamer und zu beträchtlich geringerer Seehöhe in verhältnissmässig gleicher Zeit.

Das tiefere Fallen der Urquelle im Jahre 1887/8 erklärt sich einfach durch das langsamere Steigen des Inundationswassers, durch die verhältnissmässig viel kleinere Einbruchsöffnung am Victorin.

Unter allen den gegebenen wichtigen Daten der graphischen Darstellungen der Wasserstände in Teplitz und Ossegg verdient jedenfalls die Thatsache, dass nach der Schliessung des Ventils am Döllinger die Wässer in Teplitz, also auch in den Reservoirs des Pläners und Porphyrs

im ersten Jahre um 22 Meter
„ zweiten „ „ 9 „
„ dritten „ „ 3 „

gestiegen waren, also die Füllung beider Reservoire in gleichen Zeiträumen immer weniger und weniger stieg, eine ganz specielle Beachtung.

Nach dem Schlusse des Ventils am Döllinger war der ursprüngliche Zustand zwischen beiden Reservoirs des Porphyrs und Pläners nahezu wieder hergestellt.

An der ehemaligen, ganz beschränkten Verbindung ist kaum Wesentliches geändert worden, da die Teufung des Schachtes an der Riesenquelle nur 16 Meter tief fortgesetzt wurde, also die Tiefe eigentlich unberührt blieb — und weil nach dem Ventilschluss die chemische Beschaffenheit der Teplitzer Thermen gleich blieb. Beide Reservoirs waren bis an die Einbruchsstelle am Döllinger bei 156 Meter Seehöhe entleert, wobei man zugeben wird, dass das Plänerreservoir, in welches die Einbruchsscharte unmittelbar mündete, als das nähergelegene, nahezu ganz und gar auf das Niveau von 156 Meter Seehöhe entleert war, während das anstossende Reservoir des Porphyrs, das nur eine beschränkte Verbindung mit dem Plänerreservoir besitzt, laut der graphischen Tabelle am 20. Mai 1882 nur circa bis 166·5 Meter entleert war, woraus man folgern muss, dass der Spiegel der Wässer in beiden Reservoiren keine horizontale Fläche bildete, sondern der Spiegel eine schiefe Ebene darstellte, deren tiefste Stelle am Döllinger Einbruch die Seehöhe von 156 Meter, dessen vielleicht höchste Stelle bei Teplitz die Seehöhe von 166·5 Meter besass.

Nach der Schliessung des Ventils begannen also abermals die natürlichen Lieferanten, die ehemals den beiden Reservoiren das Grundwasser zugeführt haben, ungestört ihre Thätigkeit. Die Atmosphärilien lieferten nach und nach das Meteorwasser, dasselbe erfüllte die uns unbekannten Räume der Reservoire und wir wissen nur, dass

im ersten Jahre das Wasser im Porphyrreservoir bis zu 188 Meter Seehöhe stieg, also in dem genannten Reservoir der Wasserspiegel um 22 Meter sich erhöhte, während im zweiten Jahre der Spiegel der Porphyrreservoirs nur um 9 Meter, im dritten Jahre nur um 3 Meter stieg.

Wir wissen allerdings nicht ganz eingehend, in welcher Weise die Füllung des Plänerreservoirs erfolgte, da die Messungen regelmässig an der Urquelle ausgeführt wurden und z. B. die Riesenquelle zu derlei Messungen keine Gelegenheit gibt, da der Wasserspiegel derselben erst bei 191 Meter Seehöhe im Schachte der Quelle zugänglich wird.

Immerhin sagen uns die vom Bergingenieur Herrn Tobitsch vorgelegten Notizen, dass am 30. April 1883 der Spiegel der Riesenquelle bei 184·545 Meter Seehöhe erschien, während am 1. Mai 1883 der Spiegel der Urquelle bei 188·96 Meter Seehöhe stand.

Es betrug also in diesen Tagen die Differenz in der Seehöhe der Spiegelstände der Urquelle und der Riesenquelle 4·4 Meter (sogenannter „Auftrieb").

Ebenso liegt die Messung vom 18. December 1883 vor, nach welcher die Riesenquelle bei 191·790 Meter Seehöhe, die Urquelle bei 196 Meter Seehöhe stand und zwischen beiden also ein Unterschied von circa 4 Meter bemessen wurde.

Eine dritte Messung an der Riesenquelle sagt uns, dass deren Spiegel am 21. April 1884 bei 195·835 Meter Seehöhe, dagegen der der Urquelle bei 197·75 Meter Seehöhe stand, woraus eine Differenz von circa 3 Meter resultirt.

Endlich gibt die graphische Tabelle Taf. V selbst noch eine Messung des Spiegels im halben Juli 1887 mit 201·045 Meter Seehöhe an der Riesenquelle an, die uns besagt, dass in dieser Zeit der Riesenquellenspiegel mit dem Urquellenspiegel nahezu gleich hoch stand.

Aus diesen Daten muss man schliessen, dass die Füllung beider Reservoire mit Meteorwasser nahezu gleichen Schritt hielt, im Jahre 1883 das Plänerreservoir um 4·4 Meter, später um 4 Meter; im April 1884 um 3 Meter zurückgeblieben war, während es im Jahre 1887 den Spiegel der Urquelle ereilte (sogenannter „Auftrieb" = 0) und nachdem man für das Plänerreservoir keine Veranlassung hat anzunehmen, dass es vom artesischen Wasser des Erzgebirges gefüllt worden ist, es aber trotzdem voll wurde, verliert auch die Meinung, dass das Porphyrreservoir vom hochgelegenen artesischen Wasser des Erzgebirges gespeist wurde, jede Stütze.

Wir müssen daher die Veranlassung des Steigens des Urquellenspiegels, respective des Spiegels im Porphyrreservoir, nicht minder die gleiche Erscheinung im Plänerreservoir, aus der Gestaltung der Reservoire erklären und annehmen, dass diese Reservoire unten wenige Räume für die Ansammlung des Wassers bieten, daher in diesen unteren Theilen die Füllung schneller vor sich gehen und also der Spiegel der Wässer im ersten Jahre um 22 Meter sich erheben konnte.

Höher oben, erst in einer Seehöhe von circa 188 Meter scheinen sich die Reservoire wesentlich zu erweitern, und diese Erweiterung nimmt fortwährend bis zur Seehöhe von 203 Meter so sehr zu, dass die Erhöhung des Wasserspiegels endlich fast unmessbar wird.

Es ist in dieser Gestaltung der Reservoire gerade das Gegentheil von der Erscheinung gegeben, die uns die inundirten Bergbauräume bieten.

Die abgebauten Räume mit den vielen horizontalen Strecken innerhalb der Kohle des Flötzes bieten dem Wasser grosse Räumlichkeiten zur Ausfüllung. Stieg einmal das Inundationswasser in das Hangende hinauf, so hatte es nur noch die Räume der Schächte auszufüllen, womit es dann auch bald fertig wurde.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass im Porphyrreservoire die Klüfte es allein sind, die Raum für die Ansammlungen von Wasser bieten. Thatsächlich ist der Porphyr an der Tagesoberfläche am meisten zerklüftet; nach unten hat die Erfahrung gezeigt, dass man im Porphyr nicht nur Bohrlöcher, sondern sogar grosse Schächte abteufen kann in unzerklüfteten Theilen des Porphyrs, die weder Wasser, noch eine Exhalation führen.

Daraus würde allerdings folgen, dass nach unten die Verbindung zwischen dem Porphyrreservoir und dem des Pläners durch die minder zahlreichen Klüfte des Porphyrs mehr beschränkt erscheinen dürfte (siehe Zechner, l. c. pag. 36); dem gesellt sich aber auch die Thatsache zu, dass die Wässer in der Tiefe der Reservoire weit weniger reichlich und massenhaft vorhanden sind und für diese geringere Wassermasse die weniger zahlreichen Klüfte eben ausreichen.

Der an der Oberfläche reichlich zerklüftete Porphyr, der nach der Tiefe minder reiche Zerklüftung zeigt, erklärt also vollkommen die Erscheinung im Porphyrreservoir, dass im ersteren Jahre die Wässer 22 Meter, im zweiten 9 Meter, im dritten nur 3 Meter hoch stiegen.

Im Plänerreservoir lässt sich eine Erklärung dadurch geben, dass der Pläner in der Tiefe, dort, wo er von den Braunkohlengebilden hoch bedeckt erscheint, vielleicht mehr Hügelzüge (siehe pag. 432 u. f.) besitzt und die Muldenzüge mit Höhlen seltener erscheinen, während höher am Tage und dort, wo der Pläner unbedeckt den Atmosphärilien zugänglicher ist, die Muldenzüge und Hohlräume häufiger erscheinen, auch eine entsprechend grössere Ausdehnung bis an die Gehänge des Wachholderberges bei Teplitz haben.

Nicht unerörtert soll auch die Möglichkeit bleiben, dass in grosser Tiefe unter der Braunkohlenmulde, die Kalklagen des Pläners im Kleinen weniger zerklüftet sein dürften, als in den Höhenzügen bei Hundorf, wo der Kalk mehr ausgetrocknet, also reicher zerklüftet sein kann, als in der Tiefe unter der Braunkohlenmulde.

Jedenfalls erklärt diese Gestaltung der Reservoire auch die wichtige und auffällige Erscheinung, dass die Einbruchswässer stets mit grossem Drucke und colossaler Geschwindigkeit in die Bergbauhohlräume sich ergiessen. Die Lage der Hauptmasse dieser Wässer beider Reservoire ganz nahe an der Oberfläche des Tages, also in relativ hoher Seehöhe, befähigt sie dazu, durch lange Zeiträume hohen Druck auszuüben.

Hilfsaction.

Im Vorangehenden war ich redlich bemüht, alle die zu meiner Kenntniss gekommenen Thatsachen und Erscheinungen, die ich für

wichtig halte und die geeignet erscheinen, die einzuschlagenden Wege und die anzuwendenden Mittel zur möglichen Sanirung des, durch den zweiten Wassereinbruch am Victorinschachte veranlassten Unglückes, zu beleuchten, nach bestem Wissen und Gewissen zusammengestellt und lege dieselben vor.

Die Gedanken, die sich mir bei dieser Zusammenstellung der Daten von selbst aufdrangen, ob den vorliegenden Uebelständen und in welcher Weise begegnet werden könnte, füge ich an, und biete sie der Beurtheilung und Würdigung den Betreffenden.

Die Grenzen innerhalb welchen die Hilfsaction sich zu halten habe, sind uns Sachverständigen präcis dadurch vorgesteckt, dass die hohe Regierung erklärt: es sei ihr gegenüber der Katastrophe die zweifellose Verpflichtung erwachsen, den Interessenten einer grossen steuerkräftigen Industrie, wie andererseits den alten hundertjährigen Rechten der Curorte Teplitz-Schönau in vollem Masse gerecht zu werden, wobei insbesondere das Schwergewicht auf den Umstand gelegt wird, dass die nächste Cursaison keine Beeinträchtigung erleide, auch durch die Wasserhebung nicht beeinträchtigt werden dürfe, dass endlich die Curorte Teplitz-Schönau unter allen Umständen für jetzt und in Zukunft intact erhalten werden müssen.

Diesem gegebenen Standpunkte sind die folgenden Auseinandersetzungen vollkommen angepasst.

Um die Kohlenwerke zu entwässern, scheinen zwei Wege offen zu sein.

Der erste Weg wäre eine Nachahmung der nach dem ersten Wassereinbruche eingeleiteten Action: Auspumpung und Blosslegung der neuen Einbruchsstelle am Victorin und die Verdämmung dieser zweiten Einbruchsstelle in der Zwischenzeit zweier Badesaisonen — ohne irgend einer activen Cooperation von Seite der Quellenbesitzer.

Auf die Verdämmung der Victorineinbruchsstelle wird man in erster Linie das grösste Gewicht legen müssen, da nur unter dieser Bedingung die Erhaltung von Teplitz-Schönau als möglich gedacht werden kann. Die Anwendung einer grösseren Wasserhaltungsmaschine in diesem Falle ist selbstverständlich nothwendig, um die Entwässerungsarbeiten möglichst schnell durchführen zu können, da Auspumpung und Verdämmung am Ende Jänner vor einer Saison fertig gebracht sein müssen, da die Grundwässer beider Reservoire mindestens 6 Monate Zeit brauchen, um diese bis zur Seehöhe von 185 Meter zu füllen.

Aber beides: Verdämmung und Anlage einer kräftigen Wasserhaltung unter der Voraussetzung der Verdämmung der Einbruchsstelle.

Die Begründung der Bedingung für dieses Vorgehen ergibt sich aus den Prämissen. Die beiden Wasserreservoire des Porphyrs und Pläners sind mit einander in einer wenn auch beschränkten Verbindung. Wenn das Einbruchsloch am Victorin offen bleibt und die Einbruchswässer bis unterhalb 145 Meter Seehöhe ausgepumpt werden, rinnen beide Reservoire bis zur Tiefe von 145 Meter Seehöhe, also noch um 11 Meter tiefer aus als es im Jahre 1882 am 20. Mai, vor der Schliessung

des Ventils am Döllinger der Fall war, und zwar werden beide Reservoire nach jahrelangem Fliessen so völlig entleert sein, dass bei dem Einbruchsloche nur noch die Regenmenge, die auf das Einsickerungsgebiet beider Reservoire aus der Atmosphäre auffällt, einfach, also ohne jeden Druck, als Quelle in die Bergbauräume ausfliessen wird, da beide Reservoire wasserdicht sind, ausser dem Meteorwasser ein jeder anderer Zufluss ausgeschlossen ist, so müssten die Thermalquellen versiegen, respective ihren Ausfluss beim Einbruchsloch am Victorin finden, was auf keinen Fall geschehen darf, wenn Teplitz-Schönau für alle Zeiten intact bleiben sollen.

Die am Victorineinbruchsloch ausfliessenden Wässer des Porphyrs wären aber auch keine Thermen, da sie, am Boden des Reservoirs fliessend, nie mehr bis zur Seehöhe von 203 Meter steigen könnten, bis zu welcher sich erhebend sie zu Porphyrgrundwasser und durch die Exhalation zur Therme umgewandelt würden.

Diese Bedingung des hohen Standes der Porphyrwässer bis zu 203 Meter Seehöhe kann aber nur in Folge einer Verdämmung des Einbruchsloches erreicht werden, folglich ist eine Sanirung nur vermittelst der Verdämmung der Victorineinbruchsstelle möglich.

Geschieht das, was wohl Niemand wünschen kann, dass nämlich die Verdämmung des Victorineinbruches nicht möglich werden sollte, dann bliebe freilich nichts anderes übrig, als die Entwässerung der Bergbaue nicht zuzulassen, respective die Ertränkung derselben zu decretiren.

Der zweite Weg scheint durch die zufälligen günstigen Verhältnisse, die an der zweiten Einbruchsstelle im Victorinschachte gegeben sind, ermöglicht.

Auf dem ebenen Boden der Abbaukammer im Victorinschachte, das horizontale längliche Einbruchsloch, dürfte mit einem Röhrenschachte vom Tage aus, trotz Inundation, überdeckbar erscheinen. Der eiserne Röhrenschacht müsste mindestens 2 Meter im Durchmesser messen, um auszureichen, das Einbruchsloch völlig umzuschliessen.

In diesen Röhrenschacht wäre dann ein zweites eisernes Rohr von circa 30 Centimeter Durchmesser zu versenken und müsste dasselbe länger sein, als das Schachtrohr, um auch noch in das Einbruchsloch tiefer einzusinken und als Steigrohr für das Einbruchswasser zu dienen.

Nach gehöriger Placirung beider Rohre wäre der Raum zwischen Schacht und Rohr anfangs mit Beton, später im wasserdichten Hangenden mit Lehm und Schutt auszufüllen, also ein communicirendes Gefäss zu bauen, in welchem sich die Inundationswässer einerseits und die Thermalwässer andererseits im Gleichgewichte halten würden. Selbstverständlich dürften während der Füllung des Röhrenschachtes mit Beton die Inundationswässer nicht gehoben werden, um an der Einbruchsstelle eine raschere Bewegung des Wassers, respective eine Beunruhigung des Betons während dem Erhärten hintanzuhalten.

Dies könnte umso leichter gelingen, als ja das Inundationswasser nahezu im Gleichgewichte befindlich, keinerlei tumultuarische Strömungen, vielmehr kaum noch ein gewisses Fliessen bekunden dürfte. Der Röhren-

schacht würde nach Fertigstellung durch eigenes Gewicht sich an den horizontalen Boden der Abbaukammer, der mit weicher Kohle bedeckt blieb, wo auch Sand und Schlamm sich angesammelt haben dürften, festdrücken.

Nach erfolgter Isolirung der Einbruchsstelle könnten die Bergbaue entwässert werden, ohne dass dadurch irgend eine Störung an den Teplitzer Thermalquellen erfolgen könnte.

Diesen einfachen Gedanken auszuführen habe ich, im Angesichte jener vollbrachten Wunderwerke, die unsere Civilingenieure sowohl als unsere Bergingenieure während der Rettungsarbeiten nach dem Jahre 1879 vollbracht haben, als für möglich gehalten.

Ich habe daher denselben früher mit dem Herrn Director Klier, dem ja die Durchführung dieses Gedankens ohne Zweifel eventuell zufallen müsste, besprochen.

Auf die Frage, ob die Karten so genau sind, dass von der Tagesoberfläche aus die Einbruchsstelle am Victorin mit einem Bohrloche genau getroffen werden kann, antwortete Herr Director Klier mit einem entschiedenen Ja.

Ebenso fand derselbe die Durchführung des Röhrenschachtes für möglich und brachte mir einen Ueberschlag über die Kosten des Schachtes am nächsten Tage mit circa 8800 fl. und bei einem Durchmesser des Schachtes von 2 Meter mit circa 10.000 fl.; auch war er der Ansicht, der Schacht könnte innerhalb von circa 6 Wochen fertig gestellt, auch stabiler dadurch gemacht werden, dass man demselben ein Lager im Boden der Abbaukammer vorbohren könnte.

Würde die Durchführung meines Gedankens 100.000 fl. kosten, würde ich gewiss abstehen davon, ihn hier der Würdigung und Beachtung zu unterbreiten. Aber 10.000 fl. kann man meiner Ansicht nach jedenfalls riskiren gegenüber der Durchführung von Projecten, die das Dreissigfache kosten und deren Resultat nicht um ein Haar garantirter erscheint, als mein einfacher Gedanke, der, wenn das Glück des Bergmannes es wollte, jedenfalls, und zwar schnell zum Ziele führen könnte.

Bei Durchführung meines einfachen Gedankens könnte der Bergbau ganz ohne Rücksicht auf Teplitz-Schönau sich schnell helfen, dabei an Zeit und Geld sparen. Während der erste Einbruchsverschluss allein über 70.000 fl. gekostet hat, die Inundationswässer ausgehoben und unter der Einbruchsstelle gehalten werden mussten, eigene Hilfsschächte, und zwar von grossen Dimensionen und riesigen Wasserhaltungsmaschinen überdies nöthig wurden, könnte man diesmal die Isolirung der Einbruchsstelle am Victorin mit circa 10.000 fl. in circa 6 Wochen erreichen, also die Auspumpung und Haltung des Inundationswassers bis zur Seehöhe von 145 Meter sparen; es würde von der Fertigstellung des Rohrschachtes an kein Tropfen mehr in die Bergbauhohlräume nachfliessen, wäre eigentlich nur das momentan in den Bergbauräumen vorhandene Wasser zu heben und die Entwässerung mit den vorhandenen Mitteln, ohne Vermehrung der Wasserhaltung zu bewältigen, wobei freie Disposition über Zeit und Mittel die zweckmässigste Ausnützung der Mittel und der Zeit gestatten würde; auch das Odium, der Bergbau sei der Störefried, müsste verstummen.

Zu dem in Vorschlag gebrachten Projecte der Verdämmung der Einbruchsstelle im Victorinschachte erklärt Prof. Laube sich aus Mangel an technischen Kenntnissen eines Urtheiles enthalten zu müssen.

Nachträglich (am 26. Juli 1888), nachdem die Commissionsberathungen schon längst abgeschlossen sind, kann ich mit besonderer Freude beifügen, dass der erste Weg der Sanirung mittelst Auspumpung des Inundationswassers, Blosslegung der Einbruchsstelle und Verschliessung derselben, trotzdem derselbe von sehr hervorragender Seite begutachtet worden war, nicht eingeschlagen werden soll und mein einfacher Gedanke des Verschlusses zur Basis der Sanirung vorgezogen wurde. Selbstverständlich haben berufene Kräfte, um eine sichere Aussicht auf das Gelingen der Operation zu bieten, mehrseitige wichtige Zugaben dem ursprünglich sehr einfachen Plane beigefügt, wodurch die Ausführung eine vielfache Vergrösserung der Auslagen veranlasst. Ich kann nur erfreut sein, wenn durch diese Zuthaten das Gelingen des Verschlusses gesichert erscheint.

Bezüglich meines Vorschlages: es möge in den Röhrenschacht ein zweites eisernes Rohr von circa 30 Centimeter Durchmesser eingepasst werden, das als Steigrohr für das Einbruchswasser zu dienen hätte, habe ich Folgendes nachzutragen:

In meinem ersten Concepte des Gutachtens habe ich ausführlich erörtert, dass dieses Steigrohr eventuell nicht nur als ein Pegelrohr zur Beobachtung des Wasserstandes in dem Pläner-Reservoir zu dienen haben wird, sondern auch zu Experimenten verwendet werden könnte.

Wenn man nämlich es erleben sollte, dass nach zufälligen grossen Regengüssen oder in sehr nassen Jahren überhaupt, bei dem Steigrohr das Plänerwasser überfliessen sollte, man eine Gelegenheit gewinnen könnte, dem Steigrohre ein zweites Rohr aufzusetzen und damit eine Spannung der Plänerwässer zu erzielen und die Folgen davon an der Riesenquelle und an der Urquelle zu Teplitz zu beobachten. Ja es schien mir nicht unmöglich, durch einfaches Eingiessen von Wasser in das Steigrohr die Spannung der Plänerwässer zu erzeugen — kurz an diesem Rohre zu experimentiren, zu studiren, zu lernen.

Ich habe diesen Passus in der Reinschrift meines Gutachtens ausgelassen, um nicht Leidenschaften zu wecken und die Ausführung des Planes zu gefährden.

Ich sah aber, dass der Pegelschacht Anklang gefunden und in zwei Gutachten sogar befürwortet wurde. Wird das Pegelrohr hergestellt, wird sich auch die Anwendung desselben zu Studien einfinden.

Gleich Eingangs dieses Capitels habe ich die Bedingung beigefügt: ohne irgend einer activen Cooperation von Seite der Quellenbesitzer. Ich wiederhole, dass ich jede Hilfsaction auf der Seite der Teplitzer Thermen perhorrescire und jede Verantwortung auch nur für den geringsten Versuch einer Cooperation von dieser Seite ablehne.

Die uralte Erfahrung, dass Umgestaltungen der Quellenausflussverhältnisse, manche Therme unbrauchbar gemacht oder wenigstens wesentlich beeinflusst haben (Lučky im Liptauer Comitat, Piestany im Neutraer Comitate in alter Zeit; Bad Stuben in der Thurocz vor einigen Jahren; Szliacz am Granflusse; Dorna Watra in der

Bukowina: der Säuerling auf Pojana Negri), hat leider in eclatanter Weise an den Teplitzer Thermen sich bestätigt und wird diese Thatsache abermals der Scheu vor Veränderungen an Thermalquellen auf lange Jahre hin Nahrung verleihen.

Trotz der Erfahrung, die die Quellenbesitzer bei der Vertiefung des Schlangenbades im Jahre 1868 bis 1869 gemacht hatten, dass die Temperatur dieser Quelle nach durchgeführter Vertiefung des Schachtes von 33·5 Grad R. auf 31 Grad R. herabsank, mussten sie, durch das Ausbleiben der werthvollsten Urquelle nach dem Döllinger Einbruch im Jahre 1879, zur Aufsuchung dieser Quelle mittelst Abteufung schreiten, wollten sie nicht die Einnahme einer, vielleicht mehrerer Saisonen einbüssen, den Ruf ihrer Quelle vergehen sehen, die jährlich eintreffenden Curgäste für die Zukunft verlieren.

Der nach der Verdämmung im Döllinger momentan erreichte Zustand der Thermen in Teplitz-Schönau war trotz des thatsächlichen Verlustes immerhin noch unschätzbar, namentlich von dem Standpunkte, dass die als Rettungsarbeit bezeichnete Action, länger fortgesetzt, sehr leicht den gänzlichen Ruin der Thermen hätte herbeiführen können.

Heute abermals zur Fortsetzung dieser Action zu rathen, wird wohl Niemand mehr unternehmen können, der das durch die erste Action erreichte Resultat übersieht und die geologischen Verhältnisse, wie sie bei Teplitz gegeben sind, so hinnimmt, wie sie thatsächlich festgestellt erscheinen, der endlich die Bedingung: die Curorte Teplitz und Schönau müssen unter allen Umständen für jetzt und in Zukunft intact erhalten werden, sich vor Augen hält.

Die merkwürdigste und wichtigste Erscheinung bei Teplitz sind die zwei verschiedene Grundwässer führenden Reservoire, das des Porphyrs, welches mit Beihilfe der Exhalation die Teplitz-Schönauer an festen Bestandmassen armen Thermen liefert und das Plänerreservoir, welches einstens die Riesenquelle speiste. Die gelungene Döllinger Verdämmung ist ein bestehendes Document für die Communication dieser beiden Reservoire untereinander und für die Dichtheit der wasserdichten Hülle dieser beiden Reservoire nach Aussen, die die Möglichkeit ausschliesst, dass von Aussen in dieselben ein anderweitiges Wasser hinzutreten kann, als das directe auf das Einsickerungsgebiet beider auffallende Meteorwasser.

Vom Standpunkte der beiden Reservoire erscheint es unmöglich, durch ein Schachtabteufen oder durch eine Tiefbohrung mehr Wasser den Thermen zuzuführen als die Reservoire fassen und abgeben können.

Durch ein Tiefbohrloch bis auf die Grenze der unerschlossenen Mächtigkeit des Porphyrs gegen den unterliegenden Gneiss hinab, ist gar keine Möglichkeit gegeben mehr Wasser den Thermen zuzuführen oder ein wärmeres und steigendes Wasser zu erbohren, da die nöthigen Bedingungen zur Existenz und Errichtung eines artesischen Brunnens im Porphyr selbst, nicht gegeben sind, indem eine Verbindung des Teplitzer Porphyrs mit dem Erzgebirgsporphyr nicht nur nicht wahrscheinlich, sondern auch kaum möglich ist, oder wenn sie besteht, dennoch kaum ein irgendwie günstiges Resultat, nach den bestehenden örtlichen Verhältnissen, erwarten lässt. Und würde diese dennoch statthaben,

so ist die Hoffnung nicht vorhanden, dass das Bohrloch aus der Tiefe des wasserdichten Porphyrbassins ein heisseres Wasser bringen könnte, da die Erzgebirgsporphyrmasse ein sehr frisches Trinkwasser liefert, die Teplitzer Porphyrmasse aber als Ausgussdecke zu betrachten ist, die auf keinen Fall in die Tiefe von 2000 Meter hinabreicht, um nur ein 40 Grad R. warmes Thermalwasser liefern zu können, beziehungsweise als Gangkörper betrachtet bis auf eine Tiefe von 2000 Meter angebohrt werden müsste, um 40 Grad R. warmes Wasser zu liefern, was nur unter Beihilfe der Exhalation geschieht, welcher die Teplitzer Thermen unzweifelhaft ihre so sehr variable Temperatur einzig und allein verdanken.

Durch eine eventuelle Tiefbohrung innerhalb der Mächtigkeit der Porphyrmasse ist aber eine directe Schädigung der bestehenden Thermen dadurch möglich, dass man zufällig die aus der Tiefe durch die zahlreichen Klüfte aufsteigende Exhalation recht tief anzapfen könnte, die dann statt in den zackig verlaufenden Klüften das Thermalwasser zu erwärmen und anzusäuern, den directen Weg durch das Bohrloch benützend, möglichst schnell an die Tagesoberfläche gelangen müsste und auf diesem Wege höchstens das im Bohrloche enthaltene Wasser zu erwärmen im Stande wäre (wenn die Exhalation nicht etwa wie in Wisterschan nach der Verrohrung des Bohrloches gänzlich ausbleibt), während die früheren Ausgänge der Thermen, der Exhalation beraubt, todt und kalt bleiben müssten.

Die Schachtabteufung bis an die untere Porphyrgrenze würde allerdings einen grossen Fassungsraum für das Thermalwasser der betreffenden Quelle schaffen; dieser Raum könnte aber nur in dem Falle den Quellenbesitzern nützlich werden, wenn es gelänge, eine dem Schachtraume entsprechende grosse Exhalation zu treffen, die im Stande wäre, die grosse Wassermasse des Schachtes auf dem entsprechenden Temperaturgrade zu erhalten. Dies ist aber eigentlich bisher nur in einem Falle im Hügelquellenschachte einigermassen gelungen, dass die Exhalation vermehrt und in Folge davon auch eine erhöhte Temperatur der Therme erreicht wurde. In allen übrigen Schächten ist die Exhalation unfähig, die Wassermasse so hoch zu erwärmen, als dieses vor 1879 an den alten Thermalausflüssen hervorquoll.

Also weder ein kostspieliges Bohrloch, noch ein weit kostspieligeres Schachtabteufen hat die sichere Aussicht auf Erfolg, dagegen die Möglichkeit einer sicheren Schädigung der Thermen.

Ein Tiefbohrloch (oder einen Schacht) so tief abzuteufen, dass dasselbe durch den Porphyr in den darunter lagernden Gneiss hinab langte; diese Möglichkeit hat bisher Niemand in's Auge gefasst. Mit diesem Projecte würde man sich vor ganz neue, unberechenbare Verhältnisse gestellt sehen.

Wie man einerseits berechtigt ist in der zerklüfteten Porphyrdecke, bis zu der unteren Grenze derselben oder doch nur bis in eine dieser entsprechenden Tiefe derselben, das Grundwasser des Porphyrreservoirs zu finden, so haben wir nicht den geringsten Anhaltspunkt, zu der Hoffnung, dass der unterlagernde Gneiss, beziehungsweise der tiefere Porphyr ebenso klüftig sei als der Porphyr in höheren Regionen es ist. Das Gegentheil können wir in seinen tieferen Horizonten und im

Gneisse voraussetzen, aus der Thatsache, dass das Porphyrreservoir nach Aussen wasserdicht eingehüllt ist, dies aber nicht der Fall sein könnte, wenn seine Unterlage aus Gneiss nicht auch wasserdicht wäre.

Es wäre also unnütz, durch den Porphyr hindurch in noch grössere Tiefe und in den Gneiss ein Tiefbohrloch oder eine Tiefschachtanlage einzubauen.

Im Gneisse könnten allerdings die Wege der Exhalation gekreuzt und dadurch möglicherweise die Exhalation von Teplitz im Ganzen vermehrt werden; aber dieser unsicheren Aussicht wegen grosse Geldauslagen zu machen und ein Resultat zu erzielen, auf das man eigentlich gar nicht vorbereitet sein könnte, das eventuell die heutigen Eigenschaften der Teplitz-Schönauer Thermen total vernichten und ihnen neue ertheilen dürfte, das läge nicht in der Aufgabe, die Thermen intact für alle Zukunft zu erhalten.

Ueberdies wäre bei der Unmöglichkeit, heute die Mächtigkeit der Porphyrmasse bei Teplitz sicher zu berechnen, auch noch der wahrscheinlichere Fall möglich, dass man schon in wenigen Metern unter der heutigen Sohle des Urquellenschachtes auf den Gneiss stossen kann. Alle Mühe, Kosten und guter Wille wären da vergeblich, denn ich halte dafür, dass auch der grösste Optimist zögern würde, zu behaupten, d a s s a u s s e r h a l b d e s P o r p h y r s ein besserer Zustand der Thermen erreicht werden kann, als auf dem ihnen von der Natur angewiesenen Terrain.

Dieser letzte mögliche Fall macht auch das Project mittelst eines Tiefbohrloches oder Tiefschachtes, die Teplitzer Quellen von den Bergbauen zu isoliren und unabhängig zu machen, ganz illusorisch. Im Falle man schon in einer grösseren Seehöhe, respective geringeren Tiefe die Grenze des Porphyrs gegen den Gneiss erreicht, als diejenige Seehöhe ist, bis zu welcher man hinabbohren müsste, um Teplitz von den Bergbauen zu isoliren, so hat die Tiefbohrung ihr Ziel verfehlt und kann schädlich werden ohne nützlich sein zu können.

Ueberdies setzt man durch eine Tiefbohrung oder Schachtteufung bis in den Gneiss hinab die Thermen der gleichen Gefahr aus, als durch einen Wassereinbruch von der Bergbauseite. Bei der Teufung macht man nämlich in die wasserdichte Hülle des Porphyrreservoirs ein Loch, durch welches die gespannten Wässer desselben einen Ausweg in die Niederung des Bielaflusses finden und sich in dieser Richtung total entleeren könnten — was ebenso einen gänzlichen Ruin der Thermen bringen müsste, wie der Einbruch am Victorinschachte, mit dem Unterschiede, dass am Victorin die Wässer in die Bergbauräume sich entleerend, aufsteigen und endlich nach Eintritt des Aequilibriums, wiederum eine Füllung des Porphyrreservoirs ermöglichen.

Durch ein Loch in die Hülle des Porphyrreservoirs fänden aber die Wässer desselben einen Ausweg in weit tiefere Regionen und könnten abfliessen, ohne dass eine Wiederfüllung des Reservoirs statthaben könnte.

Obwohl Prof. L a u b e, wie dies zum Theile aus seiner abweichenden Ansicht über den Porphyr hervorgeht, „die Befürchtung n i c h t theilt, dass durch eine eventuelle Tiefbohrung die Teplitzer Thermen d i r e c t g e s c h ä d i g t werden können, stellt er doch nicht in Abrede, dass ein

solches Unternehmen möglicherweise erfolglos, ja mit Rücksicht auf die nicht ausgeschlossene Erschrottung kühler Wässer sogar von ungünstigem Erfolge sein kann, daher ein solches Unternehmen keineswegs als ein untrügliches, sicher zum Ziele führendes Mittel angesehen werden kann".

Es wurde endlich seiner Zeit in den Tageblättern sehr lebhaft das Project der Errichtung einer Centralwasserhebungsanlage in Teplitz pro et contra ventilirt, bei welchen den Geologen die Aufgabe wurde, die in dem Schachte nicht getroffenen Klüfte mit Thermalwasser sicher aufzufinden.

Ich meinerseits höre eine jede Meinung, weil mir Gelegenheit gegeben wird, möglicherweise ein werthvolles Körnchen der Wahrheit darin zu finden.

Es genügt einen geologischen Durchschnitt zu construiren, welcher die Verhältnisse zwischen Teplitz und dem Tiefsten der Braunkohlenmulde bei Bruch und Wiese nach gegenwärtigem Standpunkte unserer Kenntnisse wahrheitsgetreu erläutert und in diesem, sowohl den Centralwasserhaltungsschacht in Teplitz, als auch den eventuellen Centralwasserhaltungsschacht in Ossegg, respective bei Bruch und Wiese einzuzeichnen — und sofort ist die Wirkungsweise jeder dieser Schächte auch dem Laien klar.

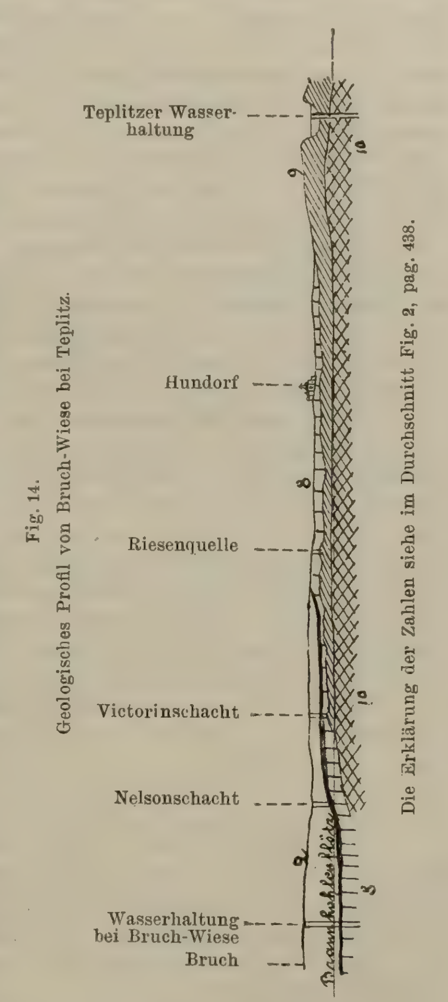


Fig. 14.
Geologisches Profil von Bruch-Wiese bei Teplitz.

Die Erklärung der Zahlen siehe im Durchschnitt Fig. 2, pag. 438.

Der eventuelle Centralschacht in Teplitz wird nothwendig im Porphyr abgeteuft und muss, wenn er sein Ziel erreichen will, mindestens bis zur Seehöhe des Muldentiefsten, also bis — (negative Seehöhe) 150 Meter Seehöhe abgeteuft werden, somit, Teplitz zu 203 Meter Seehöhe angenommen, 353 Meter Tiefe erreichen.

Es ist fast gleichgiltig für das Endresultat, aber zu befürchten, dass dieser Schacht mit seinem unteren Theile bis in den Gneiss hinabreichen wird.

Lassen wir nun seine Maschinen wirken und sehen wir nach dem Resultate dieser Wirkung.

Der Schacht wird offenbar zuerst das nächstliegende Wasser des Porphyrreservoirs, also die Thermen von Teplitz, ausschöpfen. Ich zweifle gar nicht daran, dass er im Stande sein wird, zunächst das

Porphyrreservoir bis auf den letzten Tropfen auszuleeren. Während dem wird aber auch das Plänerreservoir, trotz beschränkter Verbindung, in Mitleidenschaft gezogen und endlich auch ausgeleert. Früher ist ja daran nicht zu denken, dass auch die Entwässerung der Räume der Bergbaue durchgeführt werden könnte, bevor nicht Porphyr- und Plänerreservoir völlig leer gemacht sind.

Nun sind aber das Porphyr-, respective Plänerreservoir nur mittelst der Einbruchsspalte am Victorin mit den Hohlräumen der Bergbaue in Verbindung, da sie durch die Verdämmung am Döllinger als wasserdicht nach Aussen documentirt sind — und ich begreife auch das noch, wie das Inundationswasser aus den Grubenräumen, durch das Victorinloch nach Teplitz überfliessen soll, vorausgesetzt, dass zwischen Victorin und Teplitz das Wasser keinen Berg zu übersteigen hat.

Wie nun aber jene Wässer, die in den Zukunftsbergbauen bei Bruch-Wiese erschrottet werden und die von + 145 Meter Seehöhe bis — 150 Meter Seehöhe dem Bergbaue zufliessen werden, in die Victorineinbruchsstelle gelangen sollen, um vom Centralwasserhaltungsschachte in Teplitz bewältigt zu werden, ist fraglich.

Das Project hofft jedenfalls, dass die Bergbaubesitzer jeder in seinem Felde, seine Grubenwässer in das Victorinloch heben werden, um es bei Teplitz statt der Therme ausfliessen zu sehen!

Dass diese Grubenwässer den an 2 Meilen langen Weg nicht durch den Gneiss einschlagen können, um in den Teplitzer Centralschacht zu gelangen, ist daraus klar, dass das die Bergbaue enthaltene Tertiär durch den Pläner, also durch das wasserdichte Plänerreservoir, vom Gneisse getrennt wird, somit die Grubenwässer direct in den Gneiss nicht gelangen, ausgenommen, wenn man aus dem Muldentiefsten einen Schacht bis in den Gneiss abteufen würde. Dann aber liegt erst die Frage vor: ob der Gneiss durchlässig sei, ob nicht ein 2 Meilen langer Querschlag durch den Gneiss nöthig wird, um den Grubenwässern des Muldentiefsten einen Weg nach Teplitz zu bahnen.

Ebenso klar ist die Bestimmung einer Centralwasserhebungsanlage in Bruch-Wiese aus dem vorerwähnten beiliegenden Durchschnitte in Fig. 14 einzusehen.

Lassen wir nun die Maschinen der Centralwasserhaltung in Bruch-Wiese operiren.

Vorerst wird dieser Anlage zugemuthet, dass sie sämmtliche Wässer, welche zwischen + 145 Meter und — 150 Meter Seehöhe, also in einem verticalen Abstande von 295 Meter, in dem Liegenden und Hangenden angesammelt sind, bei eventueller Anfahrung derselben hebe.

Man wird diese Anlage gewiss so ausführen, dass sie diese colossale Aufgabe vollführen kann.

Es wird aber dieser Anlage, im Falle man das Victorineinbruchsloch nicht verdämmen will oder kann, auch noch alles jenes Wasser aus den sonst wasserdichten Reservoirs des Pläners und des Porphyrs zufliessen und auch dieses Wasser soll bei Bruch-Wiese mit Grubenwässern gemischt, für Jedermann unnütz, aber kostspielig ausfliessen.

Ueberdies muthet das Project den Quellenbesitzern die enormen Auslagen zu, um jene eventuellen Wässer, die bei dem Victorineinbruche nicht ausfliessen können, in einer Schachtanlage zu Teplitz, die unter

145 Meter Seehöhe zu reichen hat, zu heben. Gesetzt der Porphyr bei Teplitz sei mächtig genug, um einen so tiefen Schacht zu gestatten, so liegt die Thatsache vor, dass von da an Teplitz nur jenes Thermalwasser für sich verwerthen dürfe, welches unter der Seehöhe von 145 Meter liegend vom Centralwasserhaltungsschachte nicht geschöpft werden kann.

Da aber der frühere Ausfluss an den Löwenköpfen bei 203 Meter Seehöhe stand, so verliert Teplitz-Schönau von seinem ehemaligen Thermalwasser die ganze grosse Masse, die von 203 bis 145 Meter Seehöhe, also 58 Meter hoch der Badestadt früher zur Disposition stand — es ist dies zufällig der grösste Theil des ihr gehörigen Thermalwassers — weil in der Tiefe unter 145 in den weniger zahlreichen Porphyrklüften nur ein kleiner Rest des Porphyrwassers übrig bleibt.

Setzen wir den Fall, die Quellenbesitzer seien im Stande, ihrem Urquellenschachte, in 145 Meter Seehöhe, noch einen Sumpf von 10 Meter Tiefe hinzuzufügen, um eine 10 Meter hohe Wassersäule der Resttherme zur Disposition zu haben, — reicht die Exhalation, wenn sie zufällig nicht verloren ging, aus, die jetzt nur 10 Meter hohe Wassersäule der Therme auf 40° R. zu erwärmen? nachdem sie jetzt einen viel kürzeren Weg im Thermalwasser durchzumachen hat und viel früher ausser dem Wasser gelangt, als vor dem, als die Thermalwassersäule in den Klüften der Quellen 58—60 Meter Höhe darbot.

Und wenn in der Tiefe von 135 Meter Seehöhe die zur Erzeugung der Resttherme nothwendige Exhalation verloren geht, wer soll dieselbe dann wieder auffinden.

Diese Erörterung war zugleich geeignet, die bei der Hilfsaction nothwendig im Auge zu behaltende Bedingung: der Verdämmung der Victorineinbruchsstelle, weiter zu erläutern und zu zeigen, dass in allen Fällen die Verdämmung dieses Loches vorausgesetzt werden muss, wenn Teplitz-Schönau als Badestadt zu erhalten sei. Es gibt zur Erreichung dieses Zieles nur die Alternative: Verdämmung oder Einstellung des Bergbaubetriebes.

Erklärung zu den Illustrationen.

Die in der Reproduction meines Gutachtens verwendeten Illustrationen der vier Beilagen wurden nach verschiedenem Maassstabe in sehr verschiedener Grösse angefertigt. Wollte ich diese den Beilagen einverleiben, so musste ich dieselben auf ein Format reduciren, vermöge dessen sie in den Text eingefügt werden konnten. In Folge davon wurden sie oft so sehr verkleinert, dass die Schriften stellenweise mit freiem Auge nicht mehr gelesen werden können. Der freundliche Leser wird hoffentlich gerne dort, wo es Noth thut, eine Lupe zur Hand nehmen und dann ohne Schwierigkeit die wichtigen Angaben der Beilagen zur Kenntniss nehmen können.

Dasselbe gilt von den graphischen Darstellungen auf Taf. V, VI und VII, die ebenfalls der leichteren Handhabung wegen auf das halbe Maass reducirt werden mussten.

Inhalt.

Fünf Tage in Rohitsch-Sauerbrunn.

Eine Studie.

Mit 5 Zinkotypien im Texte.

Von **D. Stur.**

Seine Excellenz der Herr Landeshauptmann der Steiermark Gundaker Graf Wurmbrand-Stuppach hatte am Ende April 1888 meine bescheidene Wohnung mit seiner Gegenwart beehrt und mir den Wunsch des verehrlichen Landesausschusses für Steiermark kundgegeben, ich möchte Rohitsch-Sauerbrunn besuchen, mich dortselbst orientiren und in der Angelegenheit eines dort zu erbauenden Füllschachtes, demselben meinen Rath ertheilen.

Einer derartigen Einladung musste ich Folge leisten und alle Rücksichten, die ich unter anderen Verhältnissen hätte gerne beobachtet, fallen lassen.

Am Mittwoch den 16. Mai l. J. verfügte ich mich nach Rohitsch-Sauerbrunn und blieb dort bis Dienstag Früh den 22. Mai. Ich hatte also volle 5 Tage auf meinen dortigen Besuch verwendet.

Von der löblichen Direction des Curortes Rohitsch-Sauerbrunn wurde mir Herr Bauunternehmer Ingenieur L. Muglitsch als kundiger Begleiter beigegeben, der alle die in den 80er-Jahren durchgeführten mannigfaltigen Meliorationen, die der Landesausschuss im Curorte Sauerbrunn veranlasste, durchzuführen hatte, daher auch sehr gut orientirt und mit einem reichen Schatz von Daten und Erfahrung versehen ist.

Wir gingen unverweilt an die Arbeit und was ich in der kurzen Zeit gesehen und erfahren habe, bringe ich hier allen jenen, die es interessirt, zur freundlichen Kenntnissnahme. Ich kann es nicht unerwähnt lassen, dass mich die löbliche Direction und die einzelnen Beamten des Curortes, jeder in seinem Fache, bestens unterstützt haben, wofür ich Allen und Jedem meinen höflichsten Dank darzubringen nicht unterlassen darf.

Die Situation der Quellen von Rohitsch-Sauerbrunn.

Der Curort Sauerbrunn liegt in einer prächtigen Thalmulde, die von NON. nach SWS. gedehnt, in voller Breite in das Radmannsdorfer Thal in Süd ausmündet, nach Ost, West und Nord aber von bewaldeten Höhen umgeben ist. Durch enge Schluchten münden hier vom Norden her der Irjebach und vom Nordosten her der Teichbach, die an ihrer Vereinigung respective Austritt aus der gebirgigen Umgebung in die Thalmulde einen kleinen flachen Schuttkegel aufgeworfen haben, der eben den Curort trägt.

Die Quellen selbst sind in dem nördlichsten Theile des Curortes concentrirt, in der Gabel, welche durch die Vereinigung der genannten Bäche gebildet wird.

Knapp an der Vereinigung der beiden Bäche liegt die südlichste Quelle, die „Styria". Nördlich davon in einer Entfernung von 40 Metern liegt, genau am Fusse der die beiden Bäche scheidenden Anhöhe, der altberühmte „Tempelbrunnen". Diese beiden sind zugleich auch heute noch die wichtigsten Gesundbrunnen des Curortes.

Die Brunnen zweiter Ordnung liegen den beiden obgenannten Bächen entlang, und zwar in der Richtung nach N. längs der Thallinie des Irjebaches, der sogenannte „α-Brunnen", der „β-Brunnen", der „γ-Brunnen", am rechten Ufer knapp neben dem Irjebache der „Josefsbrunnen" und von hier in 145 Meter Entfernung, vor der Villa Jankomir der nun verlassene „Moriz Bohr-Brunnen", endlich noch weiter die Irjeschlucht aufwärts der sogenannte „Fröhlich'sche Bohrbrunnen", von welchem nur noch der Bohrthurm besteht; längs dem Teichbache in nordöstlicher Richtung folgen nach einander in circa 65 Meter von dem Tempelbrunnen der „Ferdinandsbrunnen", weiter östlich der Gotthardtsbrunnen, endlich noch weiter nordöstlich, im Nordwestgehänge des Janinaberges, ziemlich hoch über der Thalsohle der „Waldbrunnen". Mit Ausnahme des Waldbrunnen und des Fröhlich'schen Brunnen zeigt der beiliegende Situationsplan von Rohitsch-Sauerbrunn in Fig. 1 die möglichst genau orientirten Punkte, an welchen die genannten Brunnen entspringen.

Diese Punkte sind, wie gesagt, längs den Armen einer weitgeöffneten Thalgabel vertheilt. Um sie dennoch in einem Profile darstellen zu können, habe ich für das Profil eine Bogenlinie gewählt, die vom Morizbrunnen zum Tempelbrunnen und von da zum Waldbrunnen zieht und habe auf dieses Profil die einzelnen Brunnen auftragen lassen. Der Styriabrunnen, der ausserhalb der obigen Profillinie im Süden situirt ist, wurde auf das Profil projicirt dargestellt.

In diesem in Fig. 2 copirten Profile der Quellen findet der freundliche Leser eine Menge der wichtigsten Daten und Dimensionen, die die einzelnen Quellen betreffen, auf's sorgfältigste zusammengetragen: die Seehöhe des Pflasters der Brunnen, die der Ueberwasser-Ableitungsrohre und der Sohlenleitung, wo solche vorhanden sind, endlich die der Sohle.

Auf den ersten Blick lehrt schon das Profil, dass die meisten Brunnen sehr seicht und kaum mehr als höchstens 5 Meter in den Untergrund versenkt seien. So namentlich der Tempelbrunnen ist nur 3·5 Meter tief, ebenso der „Styriabrunnen" und die übrigen.

Fig. 1.

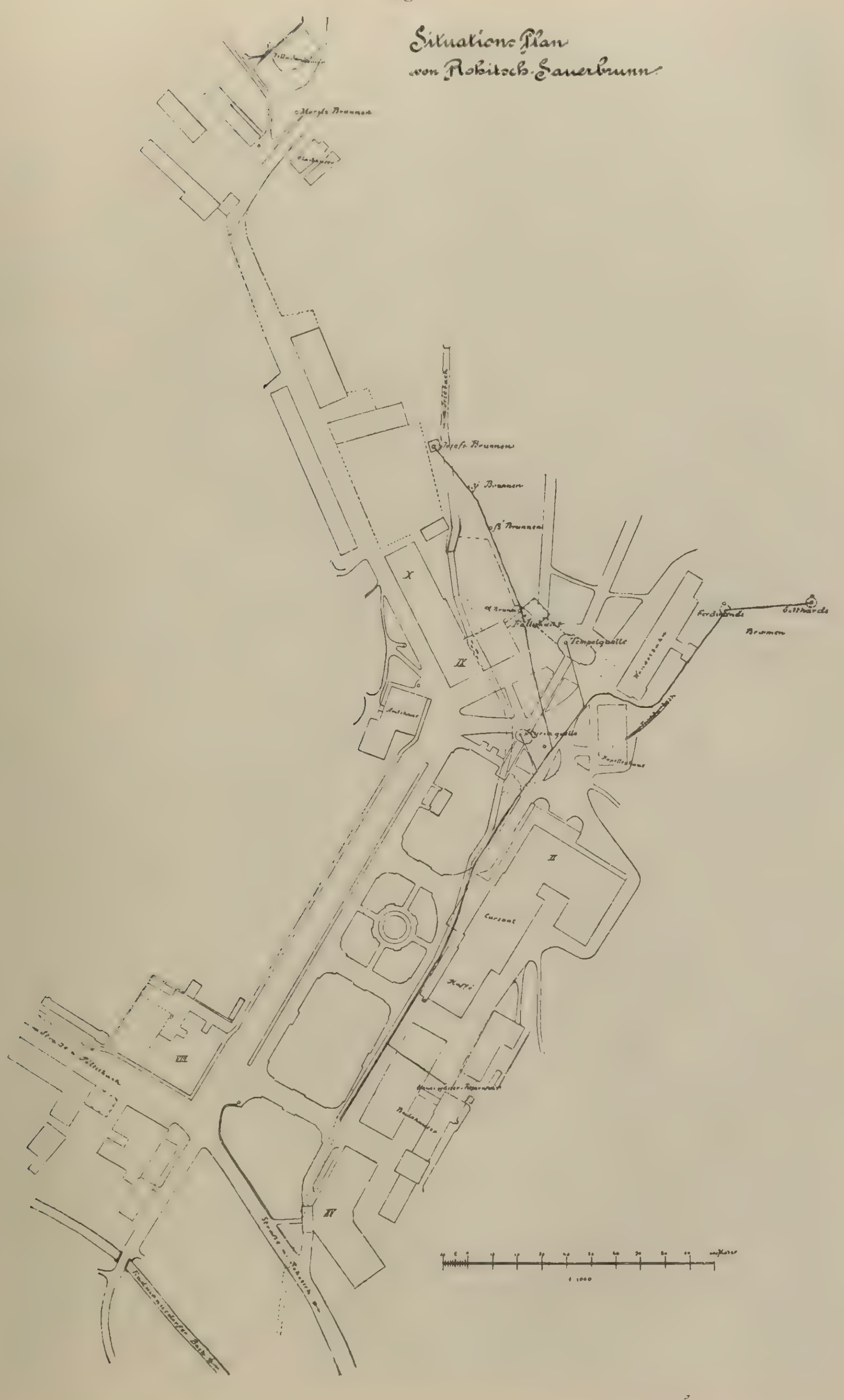
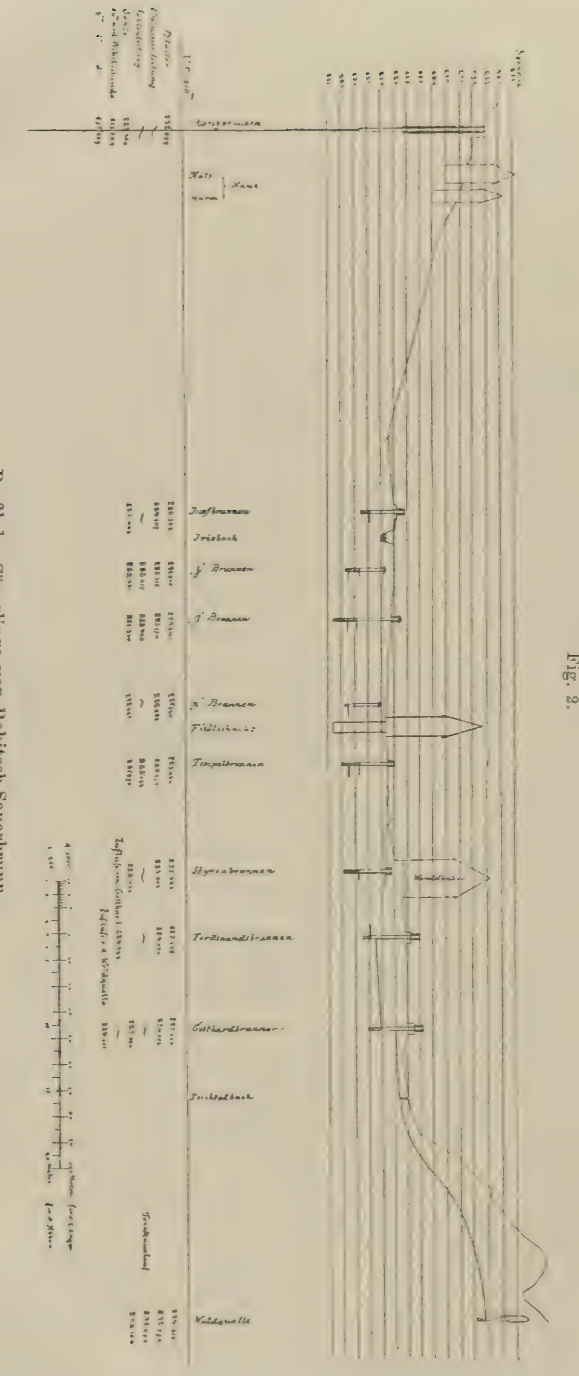

Situations-Plan
von Rohitsch-Sauerbrunn
Josefi Brunnen
γ Brunnen
β Brunnen
X
IX
Tempelquelle
Ferdinands
Gotthards
Brunnen
II
Cursaal
VII
IV

Fig. 2.



Profil der Säuerlinge von Rohitsch-Sauerbrunn.

Dieser geringen Tiefe der Hauptbrunnen gegenüber fällt die Tiefe, bis zu welcher der Morizbrunnen gebohrt wurde, sehr auf. Von 233 Meter Seehöhe wurde dieser Bohrbrunnen 30 Centimeter im Durchmesser, bis zur Seehöhe von 224·5 Meter hinab gebohrt. Dann folgt die nur 16 Centimeter weite Fortsetzung des Bohrloches bis zur Seehöhe von 217·799 Meter hinab. Der unterste engste Theil des 8 Centimeter weiten Bohrloches reicht bis zu 197·869 Meter Seehöhe.

Während also die Hauptbrunnen bei einer Tiefe von circa 4 Meter reichliche Mengen vorzüglicher Säuerlinge spenden, ist der 35 Meter tiefe Bohrbrunnen als wasserarm verschollen.

Wie man im rechten Theile des Profils bemerkt, sind die Quellpunkte: Waldquelle, Gotthardtbrunnen und der Ferdinandsbrunnen durch eine Rohrleitung mit einander verbunden und es wird der Ueberfluss der Waldquelle in den Gotthardt- und der Ueberfluss des Gotthardtbrunnens in den Ferdinandsbrunnen geleitet. Durch eine solche Rohrleitung sind auch die übrigen Brunnen untereinander verbunden, wenn auch diese Leitung im Profile nicht dargestellt werden konnte. Diese Rohrleitung ist aber in Fig. 1 ersichtlich und sie beginnt beim Josephsbrunnen, zieht über γ-, β- und α-Brunnen, eine Abzweigung zum Tempelbrunnen, eine zweite zum Styriabrunnen entsendend und sich mit der vom Ferdinandsbrunnen herabziehenden vereinigend, weiter nach Süd zum Sauerwasserreservoir. Diese Leitung hat die Bestimmung, den Ueberschuss an Sauerwasser nach dem genannten Reservoir zu leiten, wo derselbe zur Verabreichung von Bädern verwendet wird.

Der Josephsbrunnen.

Wie man aus dem Profile in Fig. 2 entnehmen kann, ist der Josephsbrunnen im Ganzen 2·820 Meter tief und es ist in dessen aus Brettern gezimmerten, circa 1 Meter im Durchmesser messenden, runden Schachte in 224·1 Meter Seehöhe die Leitung für die Abfuhr des Ueberwassers angebracht.

Der Josephsbrunnenschacht ist in der nächsten Nähe des vorbeifliessenden Irjebaches abgeteuft. Der Irjebach ist mit einem sehr sorgfältig gearbeiteten Steinpflaster versehen, welches die Sohle des Baches ebenso, wie die Ufer desselben bedeckt und bewahrt. Knapp oberhalb der Brücke, die über den Irjebach zum Josephsbrunnen führt, ist ein kleines Wehr angebracht, welches den Irjebach staut, und das zum Begiessen des nahen Gartens nöthige Wasser zu schöpfen gestattet.

Diese Situation des Brunnens, knapp am Irjebache, hat mich zum Studium der vorliegenden Verhältnisse angeregt. Die löbliche Curortdirection gestattete es bereitwilligst, dass ich an diesem Punkte das Nöthige veranlasste.

Am Donnerstage den 17. Mai wurde vorerst um 5 Uhr Früh mit einer sehr kräftig wirkenden Pumpe das Wasser des Josephsbrunnens bis auf den Grund herausgeschöpft, was circa im Verlaufe einer Stunde geschehen war. Dann wurde die Ableitung des Ueberwassers aus dem Schachte verstopft und der Brunnenschacht sich selbst überlassen. Die Füllung des Schachtes erfolgte sehr bald unter heftigem Aufwallen seiner Exhalation. Das Steigen des Spiegels wurde Anfangs von Viertelstunde zu Viertelstunde nach Möglichkeit beobachtet — und wurden

an diesem ersten Tage des Experimentes 27 Spiegelstandmessungen vorgenommen.

Am nächsten Tage, Freitag den 18. Mai, wurden noch 7 Spiegelstandmessungen, am Samstag den 19. Mai 3, am Sonntag den 20. Mai nur noch 2, endlich am Dienstag den 22. Mai Früh die letzte, im Ganzen also 40 Spiegelstandmessungen durchgeführt.

Ich gebe hier das Resultat dieser Messungen:

Josephibrunnen in Rohitsch.

Seehöhe des Pflasters 226·263 Meter, Zapfen für Ablauf des Ueberwassers um 1·856 Meter tiefer. Sohle bei 223·443 Meter Seehöhe, Tiefe 2·820 Meter.

Messungen: Donnerstag den 17. Mai 1888.

Zahl	Zeit							
1.	6h 30	Vom	Bodenstein	aufwärts	zum	Spiegel	13	Cm.
2.	6h 45	"	"	"	"	"	25	"
3.	7h	"	"	"	"	"	33	"
4.	7h 15	"	"	"	"	"	40	"
5.	7h 30	"	"	"	"	"	45	"
6.	7h 45	"	"	"	"	"	51	"
7.	8h	"	"	"	"	"	56	"
8.	8h 15	"	"	"	"	"	61	"
9.	8h 30	"	"	"	"	"	66	"
10.	9h	"	"	"	"	"	73	"
11.	9h 15	"	"	"	"	"	79	"
12.	9h 45	"	"	"	"	"	83	"
13.	10h	"	"	"	"	"	89·5	"
14.	10h 15	"	"	"	"	"	92·5	"
15.	10h 30	"	"	"	"	"	96	"
16.	10h 45	"	"	"	"	"	98	"
17.	11h 30	"	"	"	"	"	1·04	Mtr.
18.	1h	"	"	"	"	"	1·18	"
19.	1h 15	"	"	"	"	"	1·20	"
20.	2h	"	"	"	"	"	1·24	"
21.	2h 45	"	"	"	"	"	1·265	"
22.	3h	"	"	"	"	"	1·315	"
23.	3h 30	"	"	"	"	"	1·335	"
24.	3h 45	"	"	"	"	"	1·345	"
25.	4h 15	"	"	"	"	"	1·37	"
26.	4h 45	"	"	"	"	"	1·38	"
27.	7h	"	"	"	"	"	1·45	"

Freitag den 18. Mai.

Zahl	Zeit							
28.	6h 45	Vom	Bodenstein	aufwärts	zum	Spiegel	1·59	Mtr.
29.	7h 30	"	"	"	"	"	1·61	"
30.	8h 15	"	"	"	"	"	1·613	"
31.	11h 45	"	"	"	"	"	1·635	"
32.	2h	"	"	"	"	"	1·65	"
33.	4h 15	"	"	"	"	"	1·66	"
34.	6h 45	"	"	"	"	"	1·68	"

Samstag den 19. Mai.

Zahl	Zeit		
35.	7h	Vom Bodenstein aufwärts zum Spiegel	1·705 Mtr.
36.	2h	„ „ „ „ „	1·72 „
37.	6h 30	„ „ „ „ „	1·745 „

Sonntag den 20. Mai.

Zeit	Zahl		
38.	7h 45	Vom Bodenstein aufwärts zum Spiegel	1·755 Mtr.
39.	6h	„ „ „ „ „	1·78 „

Dienstag den 22. Mai.

Zahl	Zeit		
40.	6h	Vom Bodenstein aufwärts zum Spiegel	1·805 Mtr.

Ueberblickt man das vorangehende Messungsresultat, so zeigt es, dass die Füllung des Schachtes Anfangs rascher vor sich ging, indem der Spiegel des Josephbrunnen in der ersten Viertelstunde 13 Centimeter, in der zweiten Viertelstunde 25 Centimeter, in der dritten 33 Centimeter, in der vierten 40 Centimeter über dem Boden des Brunnens sich erhob.

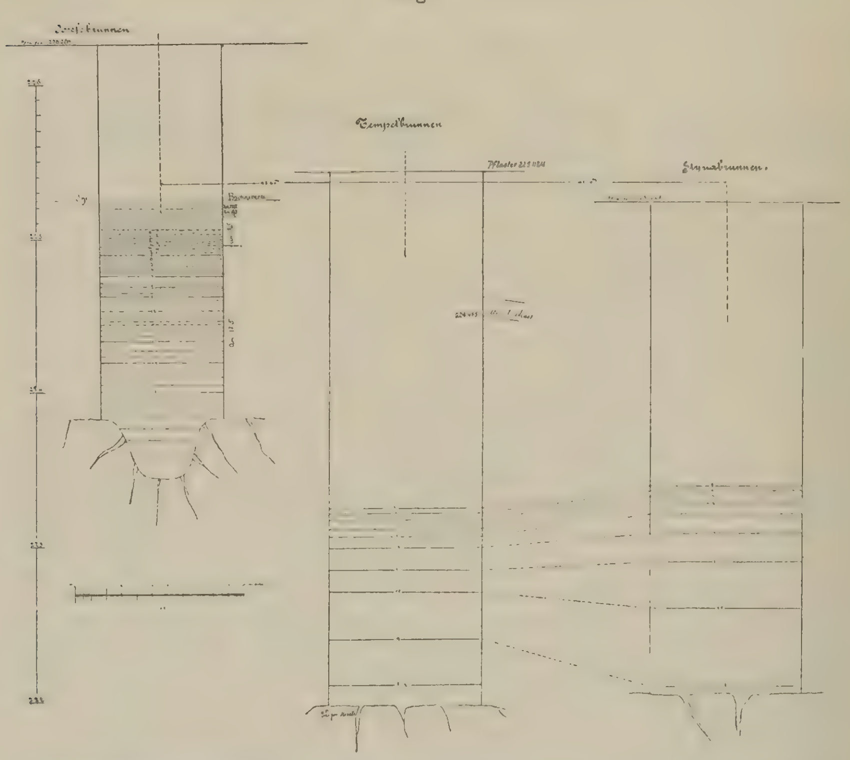
Vergleicht man diese Höhenzahlen weiter untereinander, so findet man, dass die Erhöhung des Brunnenspiegels in der ersten Viertelstunde um 13 Centimeter, in der zweiten um 12 Centimeter, in der dritten um 8 Centimeter, in den weiteren Viertelstunden nach und nach um 7, 5, 6, 5, 5, 5 Centimeter erfolgte.

Die Erhebung des Brunnenspiegels war daher keine regelmässige, sondern eine continuirlich abnehmende. Wie die direct gemessenen Zahlen der Erhebung des Brunnenspiegels: 13, 12, 8, 7, 5, 6, 5, 5, 5, ferner beweisen, machte die Füllung des Schachtes sehr ungleiche Fortschritte, indem in der fünften Viertelstunde der Spiegel nur um 5 Centimeter, in der sechsten Viertelstunde aber um 6 Centimeter und dann, durch drei hintereinander folgende Viertelstunden wieder um 5 Centimeter sich erhoben hat — und man schliesst hieraus, dass die Füllung zwar im Allgemeinen positive Fortschritte machte, sich aber im Detail Unregelmässigkeiten in dem Füllungsgange einstellten, wornach in dem einen Zeitraume der Wasserspiegel rascher, in dem anderen darauffolgenden sich langsamer erhob. Dieses unregelmässige Fortschreiten der Füllung des Schachtes wird wohl darin eine ausreichende Erklärung finden, dass der Schacht selbst, nämlich das den Schacht enthaltende Gebirgsgestein, in den verschiedenen horizontalen Schnitten desselben, bald grössere, bald geringere Ausweitungen besitzt, in welche Ausweitungen sogar Klüfte von verschiedenen Dimensionen aus dem Nachbargesteine münden können, die aber alle ausgefüllt sein müssen, bevor der Brunnenwasserspiegel weiter sich zu erheben in den Stand kommt.

Um dieses bald verlangsamte, bald raschere Steigen des Wasserspiegels im Josephischachte, ohne viel Worte machen zu müssen, recht klar ersichtlich zu machen, habe ich ein Graphikon construirt, welches in Fig. 3 copirt wurde und in welchem die links gezeichnete Skizze das Resultat der Füllung im Josephischachte darstellt.

Da es unthunlich war, regelmässig jede Viertelstunde eine Messung zu machen, indem ich ja zu excurriren hatte und nicht jedesmal zur Stunde eintreffen konnte, so habe ich in diesem Graphikon die wirklich gemessenen Spiegelstände mit einer continuirlich gezogenen Linie bezeichnet, während die nicht bemessenen Spiegelstände durch Interpolation construirt und durch punktirte Linien ersichtlich gemacht wurden. Ueberdies habe ich jene Spiegelstände, die von Stunde zu Stunde über einander folgten, als stündliche Erhebungen des Brunnspiegels mit den Ziffern der betreffenden Stunden bezeichnet. Leider

Fig. 3.



Die Vorgänge der Füllung der Hauptquellen in Rohitsch-Sauerbrunn, nachdem deren Sauerwasser bis auf den Grund ausgeschöpft worden war.

sind in Folge der nöthigen Reduction der Copie die Zahlen so klein geworden, dass man sie nur mittelst Lupe deutlich lesen kann.

So kann man nun in dem Graphikon nicht nur die in den aufeinander folgenden Stunden 7, 8, 9, 10, 11, 12, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 erfolgten Erhebungen des Wasserspiegels bemessen, sondern man sieht auch, wie der Fortgang der Erhebung innerhalb der Stunden in den einzelnen Viertelstunden fortschritt.

So sieht man, dass in der siebenten Tagesstunde die höchste Erhebung des Spiegels platzgriff; in der achten, neunten, zehnten und eilften Stunde die Erhebung des Spiegels nach und nach geringer wurde,

dass aber in der Stunde von 12—1 der Wasserspiegel genau gleich hoch sich erhob wie von 11—12: dass ferner von 2—3 der Wasserspiegel höher stieg als von 1—2.

Fasst man die Zeitintervalle von einer Viertelstunde in's Auge, so bemerkt man im Graphikon die grössten Unregelmässigkeiten in der Füllung des Schachtes mit Wasser.

Während in der Stunde von 8—9 die Viertelstunden gleiche Erhebung des Wasserspiegels notificiren, ist die Stunde von 9—10 dadurch ausgezeichnet, dass die erste und vierte Viertelstunde weit höhere Erhebung des Wasserspiegels ergaben als die zweite und dritte Viertelstunde, während welcher das Steigen des Spiegels retardirt erscheint. In der Stunde von 2—3 Uhr stand der Wasserspiegel fast still, in den drei ersten Viertelstunden, während eine wesentliche fast dreifache Erhebung desselben in der vierten Viertelstunde erfolgte.

Während der Nacht vom 17. auf den 18. Mai wurden von 7 Uhr Abends bis 6^h 45 Früh keine Messungen gemacht, da wir anderwärts Beschäftigung gefunden haben. Es wurden aber trotzdem zwischen dem abendlichen und morgendlichen Wasserspiegelstand die Stunden 8, 9, 10, 11, 12, 1—6 intercalirt und man ersieht aus dieser Darstellung, dass in dieser Nacht durch 10 Stunden der Spiegel des Josephibrunnens im Ganzen nur so hoch stieg als am Vortage von 9—10 Uhr, also in einer Stunde. Es rücken hier die Linien der Stunden so nahe aneinander, dass man zwischen denselben die Linien der Viertelstunden nicht mehr placiren könnte, wenn auch die Messungen gemacht worden wären.

Am Freitag von Früh 6^h 45 bis Abends 6^h 45 stieg der Brunnenspiegel im Ganzen durch 12 Stunden von 1·59 bis 1·68 Meter, also im Ganzen um 9 Centimeter, in der Nacht bis Samstag 7 Uhr Früh nur mehr um 25 Millimeter. Am Samstag dagegen von 7 Uhr Früh bis Abends 6^h 30 um 40 Millimeter. Am Sonntag bei Tag um 30 Millimeter. Von Sonntag Abends bis Dienstag Früh, also in 36 Stunden, nur um 25 Millimeter und zeigte sich bei dieser letzten Messung der Spiegel des Josephibrunnens vom Spiegel des Irjebaches nur noch um 2 Centimeter tiefer liegend.

Der Umstand, dass in den letzten 36 Stunden die Erhöhung des Brunnenspiegels nur noch 25 Millimeter, also nicht einmal 1 Millimeter pro Stunde betragen hat, lehrt, dass hiermit nahezu die Grenze der Füllung des Josephischachtes erreicht war.

Man wird zugeben können, dass in einigen Tagen der Wasserspiegel im Brunnen und im vorüberfliessenden Irjebache in vollkommenes Gleichgewicht getreten wäre.

Im Angesichte der durch die Messungen am Josephischachte festgestellten Thatsachen kann man wohl nicht anders, als anzunehmen, dass der Josephischacht in das Grundwasser des Irjebaches versenkt sei, und dass durch die Ausschöpfung des Wassers desselben am Morgen des 18. Mai eine grosse Störung des Gleichgewichtes in diesem Grundwasser erfolgt ist, in Folge dessen das Grundwasser genöthigt war, den entstandenen leeren Raum auszufüllen. Die Füllung geschah, wie oben gezeigt wurde, Anfangs schneller, nach und nach verlangsamt, endlich sehr allmälig, so dass am Dienstag erst das Gleich-

gewicht nahezu hergestellt worden war. Was man mit der allerdings ausgiebigen Pumpe in einer Stunde an Wasser ausheben konnte, das wurde erst nach 5 Tagen im Brunnenschachte vollständig ersetzt.

Um diese Leistung des Grundwassers im Ersatz der geschöpften Wassermenge des Josephischachtes richtig beurtheilen zu können, gestatte ich mir vorerst ein Beispiel an einem bekannten Säuerlinge, nämlich der Constantinquelle in Gleichenberg vorzuführen. Man hat den Säuerling dieser Quelle auszuschöpfen versucht. Die Pumpe war 36 Stunden im Gange, ohne dass es gelungen wäre, den Boden der Fassung vom Wasser frei zu erhalten.

Ferner bringe ich zum Vergleiche ein ausgezeichnetes Beispiel aus dem Schuttkegel von Wr.-Neustadt zur Kenntniss. Im Heizhause der Station Wr.-Neustadt der k. k. priv. Südbahn-Gesellschaft besteht ein Brunnen 9 Meter tief, 3·1 Meter breit, in welchem eine fünfpferdekräftige Dampfmaschine mit Anwendung eines Pulsometers Nr. 7 pro Stunde 40 Cubikmeter Wasser, in der Regel durch 12 Stunden täglich 480 Cubikmeter Wasser zu heben hat. Mit dieser Leistung ist die Pumpe nicht nur nicht im Stande den Brunnen auszuschöpfen, sondern sie bringt es nur dahin, dass der Wasserspiegel des Brunnens während des Pumpens und der colossalen Wasserentnahme um 200 Millimeter fällt. Sobald die Pumpe ruht, erhebt sich der Spiegel des Brunnens abermals und nach Verlauf von 15 Minuten ist der ursprüngliche Spiegelstand des Brunnens wieder hergestellt.

Der Unterschied nun, dass das aus dem Josephischachte geschöpfte Wasser, welches im Ganzen kaum mehr als 5 Cubikmeter betragen kann, erst nach fünf Tagen vom Grundwasser ersetzt werden kann; während die ungeheure Wassermasse, die man dem Stationsbrunnen in Wr.-Neustadt entnimmt, in 15 Minuten ersetzt ist, besteht darin, dass das Grundwasser in Wr.-Neustadt in einer colossalen Schottermasse angesammelt, die Zwischenräume zwischen den einzelnen Geröllen ausfüllt und sich in diesen Zwischenräumen frei bewegen und dorthin schnell fliessen kann, wo in einem Brunnen durch das Schöpfen ein leerer Raum entsteht, während am Josephischachte das Gegentheil geschehen muss.

Am Josephischacht liefert der, wenn auch continuirlich fliessende, Irjebach nur wenig Grundwasser. Dieses Grundwasser hat sich nicht im Schotter anzusammeln, da die Umgebung des Irjebaches aus Mergeln besteht, die nahezu wasserdicht zu nennen sind, indem sie das Wasser nur sehr schwer aufsaugen und noch schwerer abgeben. Nur in den zufälligen Klüften des Mergels und den Zwischenräumen der Gesteinstrümmer des Thalgrundes, welche das Grundwasser erfüllt, kann es sich ansammeln und bei Ausschöpfung des Brunnens, aus den Klüften direct ausfliessen, und da nun Klüfte in den Mergelschichten nur selten und zufällig auftreten, ist daraus die Armuth des Mergels, überhaupt des Untergrundes an Grundwasser und die langwierige Wiederfüllung des ausgeschöpften Brunnenschachtes erklärt.

Weiterhin ist es als Thatsache bekannt, dass der Stationsbrunnen in Wr.-Neustadt das ganze Jahr hindurch täglich dieselbe Wassermenge für den colossalen Verkehr der Südbahn zu liefern hat und liefert; dagegen muss man a priori zugeben, dass im Sommer und Herbst, wenn

der Irjebach trocken, also sein Grundwasser geringer ist, der eventuell ausgepumpte Schacht sich noch viel langsamer füllen möchte; zur nassen Jahreszeit oder nach Gewitterregen, wenn der Irjebach in seiner Rinne vollgefüllt fliesst und mehr Grundwasser zu erzeugen im Stande ist (also bei hohem Wasserstande des Irje), die Füllung des Josephischachtes schneller erfolgen müsste.

Es ist also ein häufiges Schwanken in der Menge des Grundwassers am Irjebach, also auch am Josephischachte zu constatiren und zu erwarten, dass je nach den Witterungsverhältnissen und der Menge des Niederschlages, die Menge des Grundwassers am Josephibrunnen stetem Wechsel unterworfen ist.

Da nun der Irjebach in seinem Thalwege am Tempelbrunnen und am Styriabrunnen vorüberzieht, so stellte sich mir die Frage entgegen, ob auch an diesen beiden Brunnen dieselben Erscheinungen zu beobachten sind, wie am Josephibrunnen? und ich habe daher diese Untersuchungen auch an den genannten beiden Brunnen durchführen zu können wünschen müssen. Die löbliche Direction des Curortes hat mir, da bei Tage die Füllung der Flaschen mit Rohitscher Sauerbrunn zu geschehen hat, die beiden Brunnen während der Nachtzeit zur Disposition gestellt.

Tempelbrunnen.

(Siehe die mittlere Skizze in Fig. 3, pag. 524 [8].)

Seehöhe des Pflasters am Tempelbrunnen 225·424 Meter Seehöhe; Ueberwasserleitung bei 223·375 Meter Seehöhe; Sohlenleitungsrohr bei 222·133 Meter Seehöhe; Sohle des Brunnens bei 221·975 Meter Seehöhe.

Dieselbe Pumpe, die am Josephischachte die Auspumpung besorgt hatte, wurde um 7 Uhr Abends am Donnerstag den 17. Mai zuerst an dem Tempelbrunnen in Action gebracht und war der Tempelbrunnen nach circa einer Stunde Verlauf vollends entleert, so dass die ungeheure Exhalation desselben, schauerlich röchelnd, den Rest des Wassers, in heftig wallende Bewegung versetzte.

Messungen in der Nacht vom 17. auf den 18. Mai 1888.

Zahl	Zeit		
1.	8^h 30 Abends	Seehöhe des Wasserspiegels	222·105
2.	9^h "	" " "	222·405
3.	10^h "	" " "	222·710
4.	11^h "	" " "	222·850
5.	12^h Mitternacht	" " "	222·990
6.	1^h nach Mittern.	" " "	223·067
7.	2^h "	" " "	223·115
8.	3^h "	" " "	223·175
9.	4^h "	" " "	223·217
10.	5^h Morgens	" " "	223·250

In $8^1/_2$ Stunden hat sich der Spiegel des Tempelbrunnens vom Boden hinauf um 1·32 Meter erhöht.

Die graphische Darstellung des Resultates wolle der freundliche Leser in Fig. 3, pag. 524 [8] im mittleren Graphikon ersehen.

Man entnimmt diesem Resultate dieselben Thatsachen, wie das gleiche Experiment am Josephibrunnen nachgewiesen hatte. Unmittelbar nach der Entleerung begann die Füllung des Brunnens, respective die Erhöhung des Wasserspiegels ganz in derselben Weise wie am Josephibrunnen; so dass im Allgemeinen die Füllung Anfangs rascher, später nach und nach verlangsamt erfolgte. Jede Stunde ergab eine positive Erhöhung des Spiegels. Im Detail betrachtet, war der Erfolg der Füllung in der ersten halben Stunde von $8^1/_2$ bis 9 Uhr fast ein ebenso hoher wie von 9—10 Uhr.

In der Stunde von 10—11 erhob sich der Wasserspiegel weniger hoch als zwischen 11—12 Uhr. Ebenso hat die Füllung in der Stunde von 1—2 weniger betragen als von 2—3 Uhr. Kurz die Füllung des Tempelbrunnens zeigt genau die gleichen Erscheinungen des nach und nach verlangsamten, im Detail aber ungleichmässigen Steigens des Brunnenspiegels, wie am Josephibrunnen.

Am Tempelbrunnen hat allerdings die Fortsetzung des Experimentes bis zur völligen Füllung desselben aus geschäftlichen Rücksichten nicht erfolgen können; aber das, was an gewonnenen Thatsachen vorliegt, lässt keinen Zweifel darüber, dass auch am Tempelbrunnen dessen Füllung genau denselben Gang eingehalten hätte, wie am Josephsbrunnen.

Styriabrunnen.

(Siehe die rechts stehende Skizze in Fig. 3, pag. 524 [8].)

Seehöhe des Pflasters: 225·228 Meter; Ueberwasserleitung bei der Seehöhe von 223·203 Meter; Sohle des Brunnenschachtes bei 222·033 Meter Seehöhe.

Nachdem der Tempelbrunnen entleert worden war, wurde die Pumpe auf den Styriabrunnen übertragen und derselbe im Verlaufe von circa einer Stunde entleert, so dass an diesem auch schon um 9 Uhr die erste Messung gemacht werden konnte.

Messungen in der Nacht vom 17. auf den 18. Mai 1888.

Zahl	Zeit				
1.	9h Abends	Seehöhe des	Wasserspiegels		222·088
2.	10h „	„	„	„	222·598
3.	11h „	„	„	„	222·893
4.	12h Mitternacht	„	„	„	223·078
5.	1h nach Mittern.	„	„	„	223·203
6.	2h „	„	„	„	223·273
7.	3h „	„	„	„	223·320
8.	4h „	„	„	„	223·353
9.	5h Morgens	„	„	„	223·383

In 8 Stunden hat sich der Spiegel des Styriabrunnens um 1·35 Meter erhöht.

Das Graphikon rechts in der Fig. 3 zeigt eine auffallende Uebereinstimmung aller beobachteten Erscheinungen am Styriabrunnen mit jenen im Tempelbrunnen. Die Füllung erfolgte stetig verlangsamt, wie in den beiden ersten Fällen.

Ich habe die Ergebnisse der Füllung im Styriabrunnen und im Tempelbrunnen dadurch ersichtlicher und vergleichbarer zu machen getrachtet, dass ich die stündlichen Erhöhungen des Quellenspiegels durch punktirte Linien verbunden habe. Diese Darstellung zeigt nun, wie die Füllung des Styriabrunnens rascher vor sich ging und endlich der Spiegel des Styriabrunnens den Spiegel des Tempelbrunnens überhöht hat.

Die Temperatur des Sauerwassers von Rohitsch-Sauerbrunn.

Die Direction des Curortes hatte durch mehrere Jahre hindurch tägliche Temperaturmessungen des Sauerwassers des Tempelbrunnens vorgenommen und dieselben sorgfältig verzeichnet. Mir wurde die Einsicht in diese Verzeichnisse freundlichst gestattet und ich notirte daraus den Gang der Temperatur des Sauerwassers und gebe hier meine Notizen für ein Jahr im Auszuge.

		Minimum		Maximum
Jahr 1883	Juni:	11·7	—	12·7° R.
„	Juli:	12·0	—	14·4° R.
„	August:	11·5	—	14·4° R.
„	September:	11·9	—	13·5° R.
„	October:	10·5	—	11·5° R.
„	November:	8·0	—	10·8° R.
„	December:	8·5	—	10·5° R.
Jahr 1884	Jänner:	8·0	—	10·5° R.
„	Februar:	8·5	—	10·0° R.
„	März:	9·5	—	11·0° R.
„	April:	10·0	—	11·0° R.
„	Mai:	10·0	—	11·0° R.
„	Juni:	11·0	—	12·0° R.

Aus diesen Daten ersieht man, dass das Minimum der Temperatur der Rohitscher Säuerlinge 8° R., das beobachtete Maximum aber 14·4° R. beträgt. Innerhalb eines und desselben Monates steigt oder fällt die Temperatur um 2—3° R. Das Minimum von 8° R. Temperatur fällt in die Wintermonate, das Maximum von 14·4° R. in die heissesten Sommermonate Juli und August.

Diese Thatsachen sprechen deutlich dafür, dass die Säuerlinge von Rohitsch von der Lufttemperatur der Jahreszeit thatsächlich sehr afficirt werden. Die Beeinflussung der Temperatur der Säuerlinge, durch die örtliche Lufttemperatur, spricht aber weiterhin dafür, dass die Rohitscher Säuerlinge nicht aus der Tiefe der Erde stammen können, sondern dass dieselben in der letzten Phase ihrer Bildung unweit von der Oberfläche der Erde unmittelbar unter dem oberflächlichen Terrain sich aufhalten müssen und ihre grösste Masse so flach liegen muss, dass ihre Temperatur sogar von der jedesmaligen Tagestemperatur afficirt werden kann.

Alles dies stimmt sehr gut mit der Thatsache, dass, wie es am Josephischachte bis zur Evidenz gezeigt wurde, das geschöpfte Sauerwasser vom Grundwasser des Irjebaches ersetzt wird. Dieses Grundwasser wird in den oberflächlichsten Theilen des Bodens kaum etwas abgekühlt, bevor es in die Brunnschächte eintritt. Zur heissen Jahres-

zeit wird das im langen und engen Irjethale — dessen Boden jeglichen Schattens beraubt, den ganzen Tag von der Sonne beschienen und erwärmt wird — herabfliessende Wasser, sehr leicht bis 15 und 16° R. erwärmt und gelangt dann mit 12—14° R. behaftet in die Brunnenschächte fast unmittelbar. Im Winter eisig kalt, wird es in dem geschützten Boden der Umgegend des Sauerbrunnens auf 8° R. erwärmt. Es mag auch die gleichmässige Temperatur der Exhalation in den Brunnen es verhindern, dass die Temperatur der Sauerwässer nicht tiefer als auf 8° R. sinken könne.

Der Gehalt der Rohitscher Säuerlinge an festen Bestandtheilen (Rückstandtheilen).

Die Direction des Curortes besitzt ein Messinstrument, mittelst welchem, nach einer eigenen Methode, die festen Bestandtheile (Rückstandtheile) der Sauerwässer bestimmt werden.

Die Resultate dieser Messungen werden in ein eigenes Buch sorgfältig eingetragen und mir wurde auch dieses Buch zur Benützung freundlichst mitgetheilt.

Ich habe nun die Daten von zwei verschiedenen Jahren herausgeschrieben, habe aus den Angaben der Einzelbeobachtungen mir die Mittelwerthe für die einzelnen Monate berechnet und theile dieses Resultat im Auszuge hier zur Kenntnissnahme mit.

Gehalt an festen Bestandtheilen des Sauerwassers des Tempelbrunnens.

Monat	Jahr 1885	Zahl der Messungen	Jahr 1887	Zahl der Messungen
Jänner	36·06	17	45·76	9
Februar	30·71	20	49·99	10
März	37·53	24	43·63	17
April	33·95	22	38·82	16
Mai	41·95	14	47·68	9
Juni	41·86	8	49·89	4
Juli	50·64	6	54·52	4
August	54·16	9	55·85	3
September	57·75	10	55·22	3
October	52·87	12	52·38	6
November	40·67	19	36·89	11
December	42·17	6	41·41	4
Jahresmittel	40·77		41·75	

Diese Beobachtungen habe ich überdies in dem anliegenden Graphikon übersichtlich dargestellt.

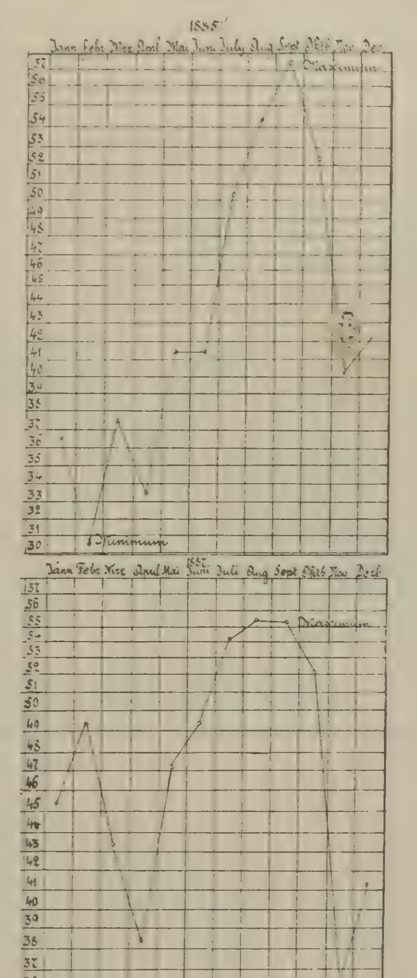
Aus diesen Angaben ersieht man vorerst, dass der Gehalt des Tempelbrunnenwassers an festen Bestandtheilen zwischen 30 und 57 schwankt. Der Umfang dieser Schwankung wechselt jedoch nach den Jahren. Im Jahre 1887 war der höchste Gehalt 55·85, der kleinste 36·89, während der höchste Gehalt im Jahre 1885 57·75, der kleinste 30·71 betrug.

Die Maxima des Gehaltes fallen in den beiden hervorgehobenen Jahren in die Monate Juni, Juli, August und September und fand das

höchste Maximum im Jahre 1885 im September statt, während im Jahre 1887 das höchste Maximum im Monate August beobachtet wurde, und auch noch im Monate September anhielt.

Das Minimum an Gehalt der festen Bestandtheile im Jahre 1885 wurde im Februar beobachtet, während im Jahre 1887 das Minimum im November notirt wurde. Ausser dem tiefsten Minimum wurde im Jahre 1885 ein ziemlich tiefes Minimum im April und November, und im Jahre 1887 im April beobachtet.

Fig. 4.



Graphische Darstellung des Eintrittes der Maxima und Minima im Gehalte an festen Bestandtheilen (Rückstandtheilen) am Tempelbrunnen.

Hieraus kann man schliessen, dass die Sauerwässer von Rohitsch in den Monaten Juni, Juli, August und September, also in den im Allgemeinen trockensten Monaten am reichsten sind an festen Bestandtheilen; dagegen ereignen sich die Minima, die grösste Diluirung der Sauerwässer, in den Monaten Februar, April und November, zur Zeit der Herrschaft der grössten Niederschläge.

Also auch diese Beobachtungen alle sprechen dafür, dass zur Zeit, wenn das Grundwasser in geringster Menge vorhanden ist, die Sauerwässer am gehaltvollsten sich gestalten; dagegen zur Zeit, wo das Grundwasser durch häufigen Regen und Regengüsse in reichlichem Masse vermehrt wird, die Säuerlinge in sehr beträchtlicher Weise diluirt erscheinen.

Wenn man die Daten über die Seehöhen längs dem Irjebache zu Rathe zieht, so ersieht man, dass der Irjebach vom Fröhlichbohrbrunnen abwärts durch den Curort bis in den Radmannsdorfer Bach ziemlich stark fällt. Es ist natürlich, dass auch das Grundwasser desselben unterirdisch auf seiner geneigten Bahn sich thalabwärts bewegen muss. Und wie jeder oberirdische Fluss eine um so schnellere Bewegung bemerken lässt, je mehr Wasser er momentan führt, wird man ohne weiteres einsehen, dass auch das Grundwasser des Irjebaches, aus der Gegend des Josephibrunnens über γ, β, α, den Tempelbrunnen und den

Styriabrunnnen sich thalabwärts bewegend, die Bewegung um so schneller durchführen wird, je mehr Grundwasser vorhanden, je höher dessen Spiegel im Untergrunde herauf reicht.

Nun ist es aber erwiesen, dass das Grundwasser die geschöpfte Menge des Sauerwassers zu ersetzen hat, respective dass Grundwasser und die Sauerwässer der Brunnenschächte in directer Verbindung stehen. Wenn daher das Grundwasser des Irjethales in Folge einer Thalabbewegung, von einer Stelle zur anderen thalabwärts wandert, also z. B. das Grundwasser aus der Gegend des Tempelbrunnens in der Richtung zur Styriaquelle fliesst und von dem Grundwasser des Josephi-, γ- β- α-Brunnens, welches nicht so reich an festen Bestandtheilen ist, ersetzt wird, so ist es unmöglich, dass bei bestehender Communication zwischen Brunn- und Grundwasser das Sauerwasser im Tempelbrunnen nicht auch abwärts mitgezogen werden sollte, also das Sauerwasser des Tempelbrunnens nicht durch weniger hältiges Grundwasser ersetzt, mindestens diluirt erscheint.

Es muss daher wünschenswerth erscheinen, für die Quantität des Sauerwassers möglichst viel Grundwasser entstehen zu sehen, für die Qualität des Sauerwassers aber ist anzustreben, dass das Grundwasser möglichst geringe Bewegung thalabwärts durchführe.

Diese beiden Wünsche sind nur dann zu erreichen, wenn man die Erzeugung des Grundwassers in seiner Macht hat.

Ich habe noch einzuschalten, dass ich mir Mühe gab, einige Messungen des Sauerwassergehaltes zum Zwecke meiner Studien durchzuführen, und habe ich dies, nach Instruction des Herrn Curortdirectors mit möglichster Sorgfalt gethan. Ich schalte hier meine Beobachtungen ein.

Bestimmungen der Rückstandtheile, am Samstag den 19. Mai ausgeführt.

Quelle	Probe	Aräometer	In 10.000 Theilen Rückstandtheile
Joseph-	Am 17. Mai 6 Uhr Früh vor dem Schöpfen . .	100·22	25·10
"	" 17. Mai Abends nach dem Schöpfen (stärker)	100·23	25·10
"	" 19. Mai 6 Uhr Früh; seit 17. Mai Abends unberührt (schwächer)	100·22	25·10
Tempel-	" 17. Mai 8 Uhr Abends, nachdem tagsüber gefüllt worden war	100·34	35·14
"	" 18. Mai 5 Uhr Früh (Abends ausgeschöpft und dann ruhig gestiegen bis 223·250) . .	100·34	35·14
Styria-	" 17. Mai 8 Uhr Abends, nachdem tagsüber gefüllt worden war	100·50	55·22
"	" 18. Mai 5 Uhr Früh (Abends total ausgeschöpft, dann ruhig gestiegen bis 223·383) .	100·51	55·22

Aus dieser Mittheilung wird man vorerst ersehen, dass fast gleichzeitig geschöpfte Proben Folgendes ergaben:

Josephiquelle Sauerwasser: 25·10 }
Tempelquelle Sauerwasser: 35·14 } in 10.000 Theilen Rückstandtheile.
Styriaquelle Sauerwasser: 55·22 }

Diese Daten lehren uns, dass die Qualität des Rohitscher Sauerwassers in der Richtung thalabwärts, an Gehalt sehr wesentlich zunimmt. Das Josehpi-Sauerwasser, welches im Irjebache am nordöstlichsten situirt, mit dem Irjebachwasser in unmittelbare Verbindung tritt, respective von dem Bachwasser diluirt wird, nur 25 Rückstandtheile aufweist, während vom Josephibrunnen über den γ- β- und α-Brunnen nach und nach das Grundwasser so angereichert erscheint, dass das Sauerwasserder Tempelquelle schon 35° Rückstandtheile, das der Styriaquelle aber sogar 55° Rückstandtheile aufzuweisen im Stande ist.

Es ist also thatsächlich der Fall da, dass der Gehalt der Sauerwässer an Rückstandtheilen, mit dem Fortschreiten des Grundwassers thalabwärts, sich sehr wesentlich anreichert.

Aus der obigen Tabelle ist weiterhin zu ersehen, dass vorerst im Josephibrunnen die vor dem völligen Ausschöpfen des Sauerwassers aus dem Schachte am 17. Mai um 6 Uhr Früh geschöpfte Probe etwas schwächer im Gehalt erschien, als die Abends an demselben Tage nach der Ausschöpfung genommene Probe. Der Unterschied ist allerdings so gering, dass derselbe nur aus dem etwas tieferen Stande des Aräometers (100.22, gegen 100.23) ersichtlich wird, immerhin interessant genug, um erwähnt zu werden. Es mag hier der besondere Fall vorliegen, dass in Folge des Ausschöpfens des Schachtinhaltes aus der Umgebung das Grundwasser in den Schacht zu fliessen genöthigt war, welches in Folge langen Aufenthaltes in den abseitigen tiefen Klüften mehr angereichert sein mochte, als das übrige Grundwasser der näheren Schachtumgebung.

Am 19. Mai 6 Uhr Früh im Josephischachte nach einer mehrtägigen völligen Ruhe und langsamer Vollfüllung des Schachtes geschöpfte Probe zeigte wieder denselben Gehalt an festen Bestandtheilen mit 25·10. Es ist aber wohl zu beachten, dass hier frisches Grundwasser in den Schacht zufloss und dass innerhalb der 5 Tage diese gesammte Wassermenge auf 25·10 Gehalt an festen Bestandtheilen gebracht erscheint.

Die im Tempelbrunnen geschöpften Proben eine vor, die andere nach dem völligen einmaligen Ausschöpfen des Schachtes, zeigten gleichen Gehalt an festen Bestandtheilen.

Die im Styriabrunnen geschöpften Proben eine vor, die andere nach dem völligen Ausschöpfen des Schachtes, zeigten einen geringen Unterschied, der aber auch nur an dem Stande des Aräometers (100.50 gegen 100.51) ersichtlich wurde Es mag auch hier an Stelle des geschöpften Sauerwassers ein gehaltvolleres aus entfernterer Umgebung des Schachtes in denselben eingetreten sein.

Nachdem diese Thatsachen festgestellt waren, musste ich lebhaft wünschen, auch den Gehalt des Irjebachwassers an festen Bestandtheilen zu messen.

Leider ist das der Direction zur Disposition stehende Aräometer nicht darauf eingerichtet, an Gehalt schwache Wässer messen zu können. Ich musste mich daher wenigstens mit einer approximativen Bestimmung des Gehaltes an festen Bestandtheilen des Irjebachwassers begnügen.

Am 17. Mai und am 19. Mai aus dem Irjebache ober dem Josephibrunnen genommene Probe hatte den Stand des Aräometers mit 100.02 ergeben: hiernach sollte das Irjebachwasser nur 0·2 Rückstandtheile in 10.000 Theilen enthalten.

Diese annähernd richtige Angabe, die jedenfalls einer genaueren Controle unterzogen werden sollte, berücksichtigend, haben wir daher folgende Daten zu beachten:

Gehalt an festen Bestandtheilen in 10.000 Theilen:

Irjebachwasser	0·2
Josephi-Sauerwasser	25·10
Tempelbrunnen-Sauerwasser . . .	35·14
Styria-Sauerwasser	55·22

Diese Daten zeigen uns, wie das Grundwasser, stufenweise thalabwärts fortschreitend, an festen Bestandtheilen angereichert wird.

Der Process der Anreicherung des Grundwassers an festen Bestandtheilen.

Schon im Jahre 1871 in meiner Geologie der Steiermark, pag. 642 und folgende (siehe auch das dort gegebene Profil), hatte ich mich darüber ausgesprochen, wie ich den Vorgang der Anreicherung des Grundwassers und der Verwandlung desselben zu Sauerwasser auffasse. Ich kann es mir nicht abschlagen, die betreffenden Zeilen, an denen heute, nach 17 Jahren, Wesentliches nicht zu ändern sein dürfte, hier wörtlich zu wiederholen.

„Rohitsch-Sauerbrunn steht somit nahezu im Centrum eines Gewölbes von Foraminiferenmergel. Dieses Gewölbe wird seitlich durch den von N. in S. verlaufenden Sauerbrunnenbach (Irjebach) verquert. Tiefer in dieses Gewölbe greift jedoch ein zweiter Thaleinriss, der von O. in W. streicht (Teichthal) und in welchem die Quellen von Sauerbrunn zu Tage treten, und zwar von O. in W. in folgender Reihe: Waldquelle, Gotthardtsbrunnen, Ferdinandsbrunnen, Tempelbrunen, Platzbrunnen (Styriabrunnen in neuester Zeit genannt) etwas weniger südlich aus der Linie, dann noch weitere Quellen (jetzt α- β- γ- Josephibrunnen). Der erwähnte Sauerbrunnenbach streicht am Tempelbrunnen, freilich in einem Canal (jetzt auch am Styriabrunnen) vorüber."

„Der erste Blick auf die geologische Karte der Umgegend und auf das mitgetheilte Profil führt nothwendig zur Einsicht der ungünstigen und sehr schwierigen Quellenverhältnisse des Curortes Rohitsch-Sauerbrunn."

„Vorerst die Stellung der völlig wasserdichten Foraminiferenmergel in der nächsten Umgebung der Quellen führt eher die atmosphärischen Wässer weg von den Quellen als zu denselben. Die Stellung des Alluvialfeldes bei Cerovec über dem wasserdichten Foraminiferenmergel lässt die Annahme nicht zu, dass hier das Wasser aufgesaugt und in der Tiefe den Säuerlingen zugeführt werden könnte. Aus dem Wotschberge und dem Plešivec, die eine ansehnliche Wassermenge von der Atmosphäre empfangen und aufsaugen, kann wohl kaum ein Tropfen zu den Säuerlingen unmittelbar gelangen, denn der Quarztrachyt bildet einen undurchdringlichen Wall vor dem Wotschgebirge, durch welchen hindurch das unterirdische Abfliessen des Quellwassers in der Richtung nach S. unmöglich ist. In der That tritt auch das ganze Quellwasser

des Wotschberges schon vor dem Quarztrachytwalle in zahlreichen Quellen an den Tag, die von da an oberflächlich in den vom Wotsch herabziehenden Bächen und unterirdisch in den Alluvionen derselben an dem Quellenthale von Rohitsch vorüber ziehen."

„Es fragt sich nun, woher stammt das Wasser der Säuerlinge in Rohitsch-Sauerbrunn?"

„Aus einer grossen Tiefe kann das Wasser unmöglich kommen, da es im Tempelbrunnen nur die Temperatur von 8—9° R. zeigt (nach Fröhlich; seitdem sind bessere Bestimmungen gemacht worden, die oben mitgetheilt wurden). Es ist ferner bekannt, dass der nasse Witterungswechsel einen augenscheinlichen Einfluss auf die Mischungsverhältnisse der Mineralquelle äussert und die Trockenheit die Wassermenge der Quellen verringert."

„Aus diesen Daten folgt die Annahme, dass die Säuerlinge von Rohitsch nicht als solche mit festem Mischungsverhältnisse aus der Tiefe der Erde an den Tag treten, sondern dass das Wasser sowohl, als auch die Kohlensäure auf verschiedenen Wegen in die Quellenaufbruchslinie gelangen und hier erst ihre Vereinigung vollendet wird."

„Die gewölbeartige Schichtenstellung der wasserdichten Foraminiferenmergel ermöglicht, die auf ansehnlichem Gebiete aufsteigenden Mengen der aus der Tiefe der Erde stammenden Kohlensäure auf eine einzige Aufbruchslinie dieser Schichten zu leiten und zu vereinigen, und diese vereinigten Kohlensäuremengen sind es, die an der oft erwähnten Aufbruchsstelle auch in der That an den Tag treten."

„Sie würden unbenützt in die Atmosphäre übergehen, denn das Gewölbe der Foraminiferenmergel im Gebiete derselben kann unmöglich irgend namhafte Wassermengen führen, wenn nicht das Mergelgewölbe vom Sauerbrunnerbache verquert wäre, welcher eben die Aufbruchsspalte mit hinreichendem Wasser versehen kann, welches durch die Aufschüttungen der Alluvionen filtrirt, stets rein sein kann. Das Wasser, welches in dem unterirdischen Bette des Sauerbrunnerbaches in die Aufbruchsspalte gelangt, ist aber nicht nur ein reines Quellwasser, sondern auch ein mehr oder minder schwaches Mineralwasser zugleich, denn bevor es vom Wotschberge, wo es in der Form von Regen, Thau, Schnee auffällt, auf seinen unterirdischen Wegen vor dem Walle des Quarztrachytes als Quelle wieder aufbricht, hat es die Klüfte von Kalk, Dolomit, Sandstein, auch die von Quarztrachyt durcheilen müssen und kann, unterstützt von den wohl auch jenseits des Quarztrachytes aufsteigenden, wenn auch unbedeutenden Kohlensäurequellen von den dargebotenen Gesteinsmassen beträchtliche Mengen aufgelöst in sich enthalten."

„In der Aufbruchsspalte nun wird dieses schwache Mineralwasser mit der aufsteigenden Kohlensäure gesättigt, und hier verweilend hat es wohl Zeit genug, mit den die Ausfüllung der Aufbruchsspalte bildenden Gesteinen in steter Berührung und durch die Ströme der Kohlensäure auch in steter Bewegung erhalten, seine Umgestaltung in den Rohitscher Säuerling zu vollenden. Jeder übergrosse Zufluss des Wassers wird diese Umgestaltung verzögern, der Mangel an Zufluss den Gehalt des Säuerlings steigern. Das Verbleiben des Wassers in nicht zu grossen

Tiefen und der Verlauf des Zuflusses im tieferen Theile der Alluvionen sichert dem Säuerling eine Temperatur, die der mittleren Jahrestemperatur gleichkommt."

„Nicht nur die Erscheinung an den Säuerlingen zu Rohitsch-Sauerbrunn sprechen für die eben gegebene Auffassung, sondern auch anderweitige Erfahrungen. Die bis zu beträchtlichen Tiefen ausgeführten Bohrungen (Morizbohrbrunnen, siehe das Profil Fig. 2) haben bisher allerdings Kohlensäure, aber nie fertige Säuerlinge erbohrt. Wenn man das Wasser solcher Bohrlöcher, die lange genug unbenützt gestanden waren, herausschöpft, so hat es wohl alle Eigenschaften der Säuerlinge von Rohitsch, aber die Menge des Wassers ist eine so geringe, dass man die so erhaltenen künstlichen Quellen sehr bald ausschöpft und sie abermals ruhen lassen muss, bis sie sich restauriren. Die Erfahrung lehrt auch hier, dass man in dem Foraminiferenmergel nie Wasser erbohrt und dass die Wässer, die das Bohrloch füllen, an der Grenze des Alluviums gegen den Mergel vorbeifliessen und von da in das Bohrloch gelangen. Wird das Bohrloch nicht in der Sohle des Thales, sondern im Gebirge und durchaus im Mergel gebohrt (siehe Morizbohrbrunnen), so kann es auch unmöglich Wasser führen".

Dieser langen Auseinandersetzung kurzer Sinn ist also der Folgende:

Das Irjebachwasser bringt aus der Luft und dem Humus eine so sehr geringe Menge von Kohlensäure mit, dass es an sich nur luftwarm und keinem grossen Drucke ausgesetzt, in Vollbringung seiner Veränderung zu Mineralwasser kaum namhafte Fortschritte machen kann, wie dies auch thatsächlich der Erfolg der Messung seines Gehaltes an festen Rückstandtheilen, mit 0·2 beziffert, anzudeuten scheint.

Das von Kohlensäure der Exhalation des Josephibrunnens und der anderen Quellen, nicht minder von jener Kohlensäure, die auch zwischen einzelnen Quellen aus dem Boden aufsteigt, geschwängerte Grundwasser wird unverhältnissmässig kräftiger und fähig, die Gesteine, die in Schichten und Trümmern auf seinem Wege liegen, anzunagen und deren einzelne Bestandtheile aufzulösen. Schon während dem Aufenthalte an der kräftigen Exhalation des Josephibrunnens reichert sich dieses Irjegrundwasser sehr bedeutend an und zeichnet sich bereits durch die Eigenschaften eines schwachen Säuerlings aus, indem es einen Gehalt von 25·10 an festen Bestandtheilen aufweist.

Als angereichertes Grundwasser des Irjebaches weiter abwärts fortschreitend, wird es an den tiefer folgenden Quellen durch deren Exhalation an Kohlensäure weiter angesäuert und gelangt in die Umgebung des Tempelbrunnens. Hier begegnet es der vielleicht kräftigsten Exhalation von Rohitsch-Sauerbrunn, die nicht nur durch die Ansäuerung, sondern auch als kräftiger Motor wirkt und den Säuerling in eine wallende Bewegung versetzt. Aus der Tiefe folgt das schwerste, nämlich an Mineralstoffen am meisten angereicherte Grundwasser nach aufwärts, gelangt in die höheren leichteren Wassermassen, die ihrerseits dadurch an Gehalt gewinnen. Die wallende, durch die Exhalation mechanisch hervorgebrachte Bewegung sorgt zugleich für die Gleichheit und Gleichmässigkeit in Temperatur und chemischer Zusammensetzung

der ganzen vorräthigen Masse des Säuerlings. Soweit sich diese wallende Bewegung der Mischung der tieferen mit den höheren Wasserschichten in die entferntesten Theile des Sauerwassers mittheilt, soweit ist das Grundwasser in den speciellen Säuerling des Tempelbrunnens verwandelt, und wird aus dem Schachte der Säuerling geschöpft, so rückt das den Schacht ausserhalb und unterhalb umgebende, in verschiedenen Klüften, die zugleich die Kohlensäure-Exhalation leiten, in der Bildung begriffene Sauerwasser in den leeren Raum des Schachtes nach.

Wie die Ausschöpfung des ganzen Gehaltes des Schachtes des Tempelbrunnens gezeigt hat, ist in der Umgebung des Schachtes, in der Region neben und unter dem Schachte, in den Alluvionen und in den Klüften des Foraminiferenmergels eine so grosse Menge des Sauerwassers zum Nachfüllen des Schachtes vorbereitet, dass das früher ausgeschöpfte und das später in den Schacht nachgeflossene Sauerwasser einen gleichen Gehalt an festen Rückstandtheilen zeigten.

Vom Tempelbrunnen thalabwärts wird die Anreicherung des schon kräftigen Säuerlings noch weiter fortgesetzt, so dass derselbe, am Styriabrunnen anlangend, schon 55·22 Rückstandtheile vorweisen kann.

Mögliche Ursachen der verschiedenen chemischen Zusammensetzung der einzelnen Säuerlinge.

Im Vorangehenden wurde bereits darauf hingewiesen, dass die langsame Bewegung des Grundwassers, Jrjebach abwärts, durch Ansäuerung und Anreicherung desselben an mineralischen Stoffen, an sich schon eine Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung der speciellen Säuerlinge: des Josephibrunnens, Tempelbrunnens und Styriabrunnens hervorbringe, indem diese Einzelbrunnen Sauerwässer führen, deren Gehalt an festen Rückstandtheilen in der angeführten Reihenfolge sehr namhaft gesteigert erscheint.

Das äusserliche Terrain gibt dem Geologen keine Möglichkeit, hierfür weitere Anhaltspunkte zu gewinnen, indem vom Josephibrunnen abwärts in der nächsten Umgebung der Quellen, z. B. an der Molkenhütte, durchwegs nur der Foraminiferenmergel ansteht.

Bei den Grabungen, die im Jahre 1885 zu Rohitsch Sauerbrunn durchgeführt wurden und die zum Theil bis in eine Tiefe von 3—5 Meter reichten, wurde man in dieser Richtung besser belehrt, indem man an verschiedenen Stellen sehr merkwürdige Gesteine unter den Alluvionen der Thalsohle ergraben hat, von welchen die Tagesoberfläche dem Geologen keine Ahnung gibt.

Diese Steine wurden von der Direction bewahrt; ich fand sie noch mit Fundortsangaben versehen und kann nicht versäumen, darüber zu berichten, wenn ich auch nicht im Stande bin, über die Lagerung dieser Trümmer Näheres mitzutheilen.

Vorerst wurden am Josephibrunnen Mergelkalke gefunden, die reicher an Kalk sind als die gewöhnlichen Foraminiferenmergel. Sie führen einzelne Nulliporen in grosser Menge und dürften daher das oberste Niveau der Foraminiferenmergel gegen den Leithakalk repräsentiren. Sie enthalten viel thonige Substanz, Pyrit und Quarz. Letzterer ist öfters in Gestalt der Marmaroscher Diamanten zu treffen.

In einem Blocke bemerkt man eine weisse stängelige Partie, gewiss eine über 3 Centimeter breite Ausfüllung einer älteren Kluft. Die senkrecht auf die Kluftwände gestellten stängeligen Kryställchen sind Arragonit, der aber auch etwas Calcit führt. Auch ein Stück eines Quarztrachyttuffes liegt von da vor. Die Tuffmasse ist grünlichgrau mit dunkelgrünen Flecken. Heller und hornsteinartiger Quarz in Geröllen und unregelmässigen Partien sind zu bemerken. Ein weiteres Stück eines Tuffes zeigt bis haselnussgrosse Gerölle von Quarz. Oberflächlich war das Stück ziemlich tief von Eisenoker gelb gefärbt.

Einige Meter thalabwärts am γ-Brunnen wurde ein lichtgrauweissliches pallaartiges Gestein gefunden. Die Masse desselben besteht aus vorwiegender Kieselsäure, etwas thoniger Substanz (Feldspath?) und eisenhältigen rhomboedrischen Carbonaten in sehr geringer Menge. Weder aus der Zusammensetzung noch aus der Structur ist zu entnehmen, ob ein verkieseltes Eruptivgestein oder Tuff vorliege; das letztere ist am wahrscheinlichsten

Einige Schritte von hier am β-Brunnen hat man eine ganz ähnliche Breccie getroffen. Die eckigen Bruchstücke von Dolomit, die häufig braune Adern von Eisenoxydhydrat zeigen, sind in eine tuffartige Masse zu einem festen, dennoch aber verwitterten Gestein vereinigt.

Noch weiter thalabwärts hat man einen grossen Block einer Dolomitbreccie gesammelt, in welcher die Hohlräume mit stengeligem Arragonit überkleidet sind. Die einzelnen Dolomitstücke der Breccie sind zersprungen und wieder verkittet.

Das merkwürdigste Gestein wurde jedoch im Norden des Tempelbrunnens beobachtet. Es hat das Aussehen eines sehr stark verwitterten feinkörnigen Granites, oder es erinnert an lichtröthliche Trachyte. Das Gestein ist aber eine Breccie, die vorwaltend aus Feldspath besteht, der vielfach Zwillingsstreifung zeigt und zum Theil stark umgewandelt ist. Ferner besteht das Gestein aus Quarzkörnern und Quarzstückchen, von denen einige hornsteinartigen Habitus besitzen. Endlich finden sich noch ziemlich viele Stückchen von zersetzten Eruptivgesteinen, die andesitisches oder porphyritisches Ansehen bieten. Untergeordnet erscheinen rhomboedrische Carbonate, die zum Theil als Bindemittel auftreten. In den Schlemmrückständen findet sich auch hier der so sehr verbreitete Zirkon. Kieselkörnchen sind sehr selten.

All diese Gesteine repräsentiren wohl Tuffe des Quarztrachyts. Ob hier an Ort und Stelle eine Eruptionsstelle des Quarztrachyts anzunehmen ist, umgeben von Tuffen, analog den Vorkommnissen bei Heiligenkreuz, und oberhalb Ort Rohitsch an der Sottla an zwei Stellen, oder ob diese Stücke vom Wotschgebirge hierher transportirt als Alluvionen aufzufassen sind, bin ich nicht im Stande zu entscheiden, da die betreffenden Aufgrabungen planirt wurden und nun mit üppigem Graswuchse bedeckt sind, auch an der Tagesoberfläche davon nichts zu sehen ist.

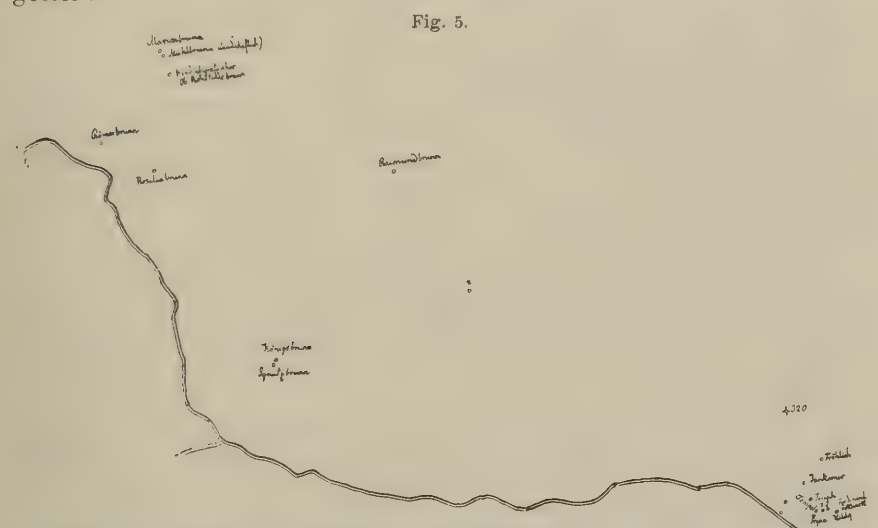
Die totale Verwitterung dieser tuffartigen Gesteine ist aber offenbar die Folge der Berührung derselben mit den Säuerlingen und Auslaugung lösbarer Bestandtheile derselben. Gewiss nagen auch heute noch die Sauerwässer des Irjebaches die Gesteine an und bereichern sich mit den entnommenen Mineralstoffen.

Dieser Thatsache gegenüber ist es leicht denkbar, dass, wie es die Grabungen am Tempelbrunnen erwiesen haben, auch an anderen Stellen der Thalsohle Tuffe, auch andere Gesteine und Mineralien vorkommen können, und es ist leicht möglich, wenn von zwei Brunnen, der eine in der Nähe eines Tuffes, der andere in der Nähe eines Kalkes situirt ist, durch die Auflösung dieser Gesteine eine verschieden gerathene Anreicherung der betreffenden Brunnenwässer stattfindet, in Folge welcher verhältnissmässig nahe einander situirte Quellen eine wesentlich verschiedene chemische Zusammensetzung besitzen können.

Säuerlinge der Umgebung von Rohitsch.

Die im Vorangehenden ausführlicher erörterten Sauerquellen, der Josephi-, Tempel- und Styriabrunnen, nicht minder die weniger wichtigen Quellen des Teichbachgebietes, die Ferdinand-, Gotthardt- und die Waldquelle, werden in die Gruppe der alkalisch-salinischen Säuerlinge gestellt.

Fig. 5.



Situation der verschiedenen im Südgehänge des Wotschgebirges und der Umgebung von Rohitsch-Sauerbrunn bekannten Säuerlinge, wovon die mit einem Ringe bezeichneten Natronsäuerlinge, die mit einem schwarzen Punkte angegebenen aber alkalisch-salinische Säuerlinge sind.

Dagegen die Morizquelle am Jankomir und die noch weiter thalaufwärts situirte Fröhlichquelle nebst zwei anderen im westlichen Theile von Rohitsch-Sauerbrunn bekannten Säuerlingen werden als Natronsäuerlinge bezeichnet.

Ausser diesen genannten Quellen gibt es in der Umgebung von Rohitsch-Sauerbrunn, namentlich in den Südgehängen des Wotschgebirges, rechts von der Strasse nach Pöltschach eine ansehnliche Anzahl von Säuerlingen. Obwohl es nicht meine Aufgabe war, diesen Quellen, die durchwegs sogenannte Natronsäuerlinge sind, meine Zeit zu widmen, so konnte ich dennoch der guten Gelegenheit nicht widerstehen, in der angenehmen Gesellschaft des Herrn Ingenieurs M u g l i t s c h, auch diese wenigstens flüchtig zu besuchen und dieselben ihrer Oertlichheit nach zu fixiren.

Wir sahen zuerst in Unter-Kostreinitz zwei nahe beisammen situirte Säuerlinge: den südlichen Ignatzi- und den nördlichen Königsbrunnen. Der Königssäuerling schmeckt fast wie gesalzenes Wasser, hat eine reiche Exhalation, tief liegenden Spiegel in 12 Meter Tiefe des Schachtes, welcher durch ein Bohrloch noch vertieft erscheint.

Von da fuhren wir über Mergel steil bergauf zum Herrenhause und von da hinab nach Ober-Kostreinitz und nördlich an den Eingang des St. Leonhardtthales. Im Sotzka-Schiefer, nahe an Quarztrachyt ist hier knapp neben dem Thalwasser der gegenwärtig unbrauchbare Raimundbrunnen, dessen Wasserspiegel mit dem Bachspiegel gleich hoch steht.

Von Ober-Kostreinitz auf dem alten Pöltschacher Wege bis Ober-Gabernigg fort im verwitterten anstehenden blätterigen Mergel. An der Vereinigung des Gabernigger Thalweges mit dem Pöltschacher steht das Gebäude des fürstlich Windischgrätz'schen Ober-Rohitscher Sauerbrunns.

Weiter thalaufwärts an einem vom Wotsch herabkommenden, eine Mühle treibenden Bache, ganz tief in der Thalsohle liegt der landschaftliche Mühlbrunnen.

Noch weitere 100 Schritte dasselbe Thal aufwärts am westlichen rechten Gehänge ist endlich der Marienbrunnen gelegen, der als stärkster Natronsäuerling der ganzen Gegend gepriesen wird. Von da südlich am westlichen Ufer des Thales bei Unter-Gabernigg, dicht neben einem starken Bache und tief an der Bachsohle desselben der Rosaliabrunnen, ein sehr diluirter Natronsäuerling mit lebhaft perlender Kohlensäure.

Von da westlich zur Johannus-Villa, vor welcher in der Tiefenlinie des Thales der momentan gerichtlich versiegelte Römerbrunnen, ebenfalls ein sogenannter Natronsäuerling, liegt. Knapp vor demselben, wie auch bei Rosalia fällt ein Brunnen auf, der das Wasser zur Flaschenwäsche liefert.

Alle diese Säuerlinge schmecken wie gesalzenes Wasser und sind, wie der Morizbrunnen und Fröhlichbrunnen in Rohitsch-Sauerbrunn sehr arm an Wasser, mit Ausnahme des Raimundbrunnens, der bis zur Unbrauchbarkeit vom Thalwasser diluirt erscheint.

Ich habe auf der photographischen Copie der Specialkarte: Umgebung von Rohitsch-Sauerbrunn, die obgenannten Quellenpunkte aufgetragen, eine Pause davon abgenommen, diese photographisch verkleinern lassen und hiervon die Copie in Fig. 5 beigefügt. Ein flüchtiger Blick auf diese Skizze zeigt, dass diese Quellenpunkte alle ganz zerstreut auftreten und sich auf keine Weise in bestimmt geordnete Reihen durch Linien verbinden lassen.

Während aber die Umgebung von Rohitsch-Sauerbrunn in bedeutender Anzahl an Sauerwasser arme Natronsäuerlinge besitzt, sind bei Rohitsch-Sauerbrunn und zwar dort, wo die Nachgrabungen das Vorkommen von Trachyttuffen erwiesen haben, die alkalisch-salinischen Säuerlinge situirt.

Der Füllschacht in Rohitsch-Sauerbrunn.

Nachdem ich die vorangehenden Daten festgestellt und zur Kenntniss genommen hatte, fühlte ich mich vorbereitet, orientirt, um an die eigentliche Aufgabe, die mich nach Rohitsch-Sauerbrunn verfügt hat, zu schreiten.

Unter den Objecten, die zum Zwecke von Meliorationen in dem Curorte Rohitsch-Sauerbrunn programmmässig, theils schon durchgeführt wurden, theils noch der Durchführung entgegenharren, ist als der wichtigste der Füllschacht zu bezeichnen.

Um die, in den zur Füllung verwendeten Säuerlingen, dem Tempelbrunnen und dem Styriabrunnen enthaltene, von der Exhalation reichlich gespendete Kohlensäure möglichst zu schonen und zu erhalten und vor Entweichung zu bewahren, gedenkt man die bisherige mittelst Pumpen erfolgte Einleitung der Sauerwässer in das Füllhaus zu eliminiren und an die Stelle dieses Modus die Zuführung der Sauerwässer in horizontalen Leitröhren in den angestrebten „Füllschacht“ zu ermöglichen.

Man geht hierbei von der richtigen Ansicht aus, dass aus dem horizontal fliessenden Sauerwasser die Kohlensäure in geringerer Menge entweicht, als in dem Falle, wenn das Sauerwasser mittelst Pumpen in mehrmals gebogenen Leitröhren auf- und abwärts zu fliessen, auch direct zu fallen gezwungen wird.

Bekanntlich findet man den Kalktuff nur dort abgelagert, wo das kalkreiche Wasser über mehr minder steile Gehänge zu fallen genöthigt ist; an der Stelle des Falles verliert dasselbe durch die Schläge an das Gestein des Gerinnes die in ihm enthaltene Kohlensäure und damit auch die Fähigkeit, den Kalk in Lösung zu behalten — in Folge davon der Kalk in Gestalt von Kalktuff unmittelbar fallen gelassen, zur Ablagerung gelangt.

Hierbei ist jedoch die Erfahrung die beste Lehrerin und die sagt uns, dass nicht nur an steilen Gehängen der Kalktuff abgelagert gefunden wird, sondern seine Ablagerung auch in schwach geneigten Thalsohlen (bei Lučky in der Liptau) stattfindet, wenn das Kalkwasser lange rasch zu fliessen genöthigt ist.

Hieraus ersieht man, dass das fliessende Wasser seine Kohlensäure in beiden Fällen verliert, gleichgiltig ob dasselbe über einen kurzen Hang und steil fällt, oder in geneigten Thahlsohlen lange rasch zu fliessen hat.

Hieraus folgt weiter die Nutzanwendung für den Füllschacht, dass die horizontalen Leitröhren für das Sauerwasser nur dann die Entweichung der Kohlensäure verhindern, wenn sie nicht lang, sondern möglichst kurz sind; woraus wieder gefolgert werden muss, dass der „Füllschacht“ möglichst nahe zu den betreffenden Quellen situirt sein muss, wenn er das angestrebte Ziel, die Kohlensäure der Sauerwässer zu schonen und zu erhalten, erreichen soll.

Aus den mir von der Direction zu Rohitsch-Sauerbrunn vorgelegten fertigen Plänen ersehe ich, dass der geplante Füllschacht neben dem sogenannten Kapellenhause und hinter der Zukunftswandelbahn eingebaut werden solle. Die vorgeschlagene Stelle liegt vom Styriabrunnen circa 42 Meter, vom Tempelbrunnen sogar 55 Meter. Ueberdies ist die Stelle des Füllschachtes vom Füllhause selbst an 60 Meter weit entfernt.

Um die im Füllschachte gefüllten Flaschen in das Füllhaus zur weiteren Adjustirung und Versendung zu stellen, ist eine kostspielige Eisenbahn projectirt, die die Manipulation erschweren und wesentlich vertheuern muss, abgesehen von der Gelegenheit, die dabei gegeben wird, die Flaschen zu brechen und schon gefülltes Wasser zu verspritzen.

Daher ist es leicht fasslich, dass die Curortsdirection gegen diese Postirung des Füllschachtes stets opponirt hat.

Die Gründe, welche die Wahl des Platzes am Kapellenhause für den Füllschacht plausibel machen sollten, so weit sie mir bekannt werden konnten, sind meiner Ansicht nach nicht stichhältig. Es wird nämlich behauptet, dass diese Stelle ausserhalb des Quellgebietes stehe, daher eine Versenkung des Schachtes hier weniger gefährlich sei, als die opportunere Stelle im oder am Füllhause.

Hierbei wurde ausser Acht gelassen die Thatsache, dass die Waldquelle in Rohitsch-Sauerbrunn hoch in demselben Gehänge situirt sei, in welches der Füllschacht eingebaut werden soll. Ueberdies würde der Füllschacht am Kapellenhause unterhalb der Tempelquelle und zwischen dieser und der Styriaquelle, allerdings seitlich immerhin so placirt sein, dass, wenn derselbe auf das Quellengebiet einen schädlichen Einfluss ausüben sollte, hier die beiden besten Quellen in Mitleidenschaft gezogen werden müssten. Endlich muss man beachten, dass, wenn man die Waldquelle mit der Styriaquelle durch eine Linie verbindet, der Füllschacht gerade in diese Linie fällt, woraus hervorgeht, dass die projectirte Stelle thatsächlich nicht aus dem Quellgebiete herausgerückt ist.

Was nun die opportunere Placirung des Füllschachtes am Füllhause selbst betrifft, so liegt da thatsächlich das Datum vor: dass das Füllhaus (im Situationsplane Fig. 1 mit IX bezeichnet) auf Rosten fundirt sei, in Folge dessen eine Herstellung des Füllschachtes innerhalb des Füllhauses nicht leicht ausführbar erscheint, auch wegen Beengung der Räumlichkeit nicht wünschenswerth sein dürfte.

Eine Sage spricht ferner davon, dass gerade neben dem Füllhause einstmals bei einer ganz unverbürgten Grabung, so grosse Wassermassen angetroffen worden seien, dass man die gemachte Vertiefung schnell wieder vermachen musste, sonst wäre der ganze Curort unter Wasser gestellt worden. Dass diese sagenhafte Wassermenge nicht bedeutend sein konnte, davon spricht die Thatsache, dass dasselbe nach stattgefundener Ausfüllung nicht wieder zum Vorschein kam, also wohl sehr leicht gebändigt werden konnte. Auch hat diese unterirdische Wassermasse nicht wieder es versucht auszubrechen.

Im Gegentheile, man hat durch Grabungen in der nächsten Nähe des Füllhauses die Quelle α entdeckt, in kurzen Entfernungen von einander gegen den Josephibrunnen, die β- und γ-Quelle ruhig fassen und in das Bad leiten können, ohne dass durch diese bis 5 Meter tiefe Grabungen etwa die unterhalb der α-Quelle situirte Tempelquelle irgendwie nachweisbar iritirt worden wäre. Man hat den Tempelquellenschacht etwas verlegt, die Umgebung dieser Quelle betonirt, ohne irgend erhebliche Wassermassen angetroffen zu haben.

Es ist daher mindestens lächerlich, sich von dieser Sage von einer zweckmässigeren Placirung des Füllschachtes am Füllhause abhalten zu lassen.

Die Vortheile, die die Placirung des Füllschachtes am Füllhause mit sich bringt, sprechen für die Ausführung.

Wird der Füllschacht am Füllhause placirt, so wird das Einleitungsrohr des Tempelsauerwassers in den Füllschacht nur circa 14 Meter lang sein, während es zum Füllschachte am Kapellenhause eine Länge von 42 Metern erhalten müsste. Hiermit wäre überdies der Füllschacht dem am meisten zur Füllung verwendeten Tempelbrunnen so nahe als nur möglich gerückt. Auch der Styriabrunnen würde nur circa 45 Meter vom Füllschachte entfernt sein. Also auch in Hinsicht auf den Styriabrunnen ist der Füllschacht am Füllhause näher zur Bezugsquelle placirt als am Kapellenhause.

Ich habe mit dem Bauunternehmer Herrn Muglitsch den eventuell auszuführenden Plan zur Herstellung des Füllschachtes am Füllhause ausführlich besprochen, dabei den Platz für den Füllschacht so gewählt, dass auch vom architektonischen Standpunkte das Füllschachthaus so postirt erscheint, dass seine Stellung zur Stellung des Tempels als passend betrachtet werden kann. Siehe die Skizze Fig. 1.

Hiermit habe ich der an mich ergangenen Aufforderung Sr. Excellenz des Herrn Landeshauptmanns und des verehrlichen Ausschusses in möglichst kurzer und populärer Weise entsprochen: Die dahin lautete, meine Meinung über die Angelegenheit der Placirung des Füllschachtes zur Disposition zu stellen.

Die Beherrschung des Tagewassers und des Grundwassers des Irjebaches.

Wenn ich daher noch einen Gegenstand zur Erörterung bringe, so thue ich es nur deswegen, weil derselbe schon dem flüchtigsten Besucher von Rohitsch-Sauerbrunn auffällt und weil derselbe mit der Beschaffenheit der Quellen in organischem Zusammenhange steht.

Der Irjebach, im Norden in den Vorbergen des Wotschgebirges entspringend, hat eine Länge von circa 4 Kilometer, bevor er in den Curort Rohitsch-Sauerbrunn genau dem Tempelbrunnen vis-à-vis einmündet. Sein Wassergebiet ist also lang, dabei sehr schmal und von steilen Gehängen umgeben. Ein ausserordentlicher Platzregen auf dieses Gebiet plötzlich ausgegossen, wird über die steilen Gehänge, die aus wasserundurchlässigen Mergeln gebildet werden, mit grosser Schnelligkeit in die Thalsohle und dieser entlang in den Curort herabgelangen.

Man erinnert sich zwar nur auf ein wildes Auftreten des Irjebaches in den 60er-Jahren. Der Geologe sieht aber aus der Configuration des Terrains im Curorte selbst, dass dieser auf einer wiederholt erfolgten Ausschüttung des Irjebaches gebaut erscheint.

Gegen den zweiten ebenfalls im Curorte einmündenden Bach, den Teichbach, haben die Vorfahren einen Damm aufgebaut, der geeignet ist, einen plötzlichen Erguss dieses Baches zu mildern und den Curort vor Ueberschwemmung zu bewahren. An dem an sich weit gefährlicheren Irjebache ist ein solcher Vorsichtsdamm bis heute nicht aufgeführt, und der Curort eventueller Verwüstung zugänglich.

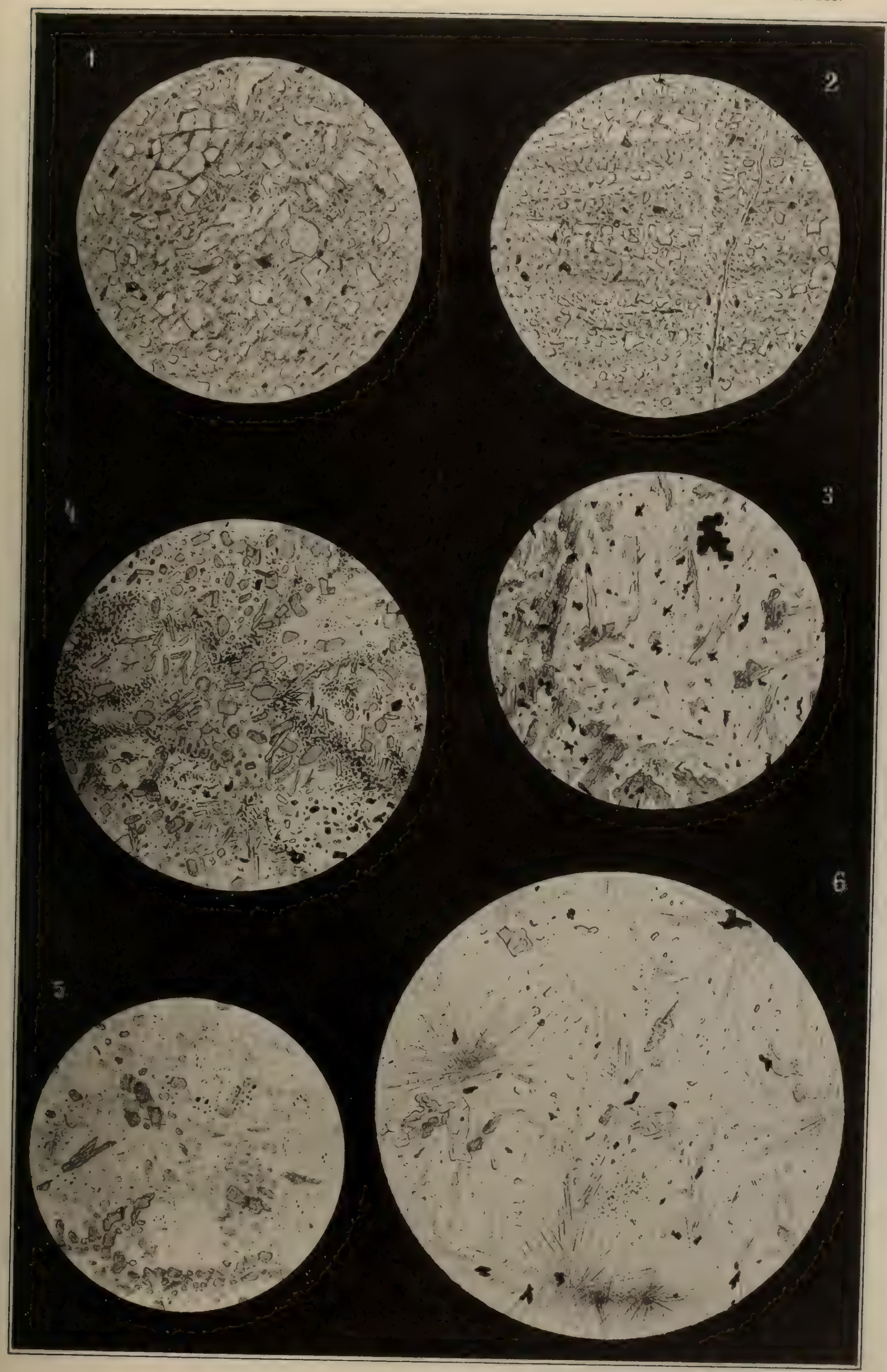
Der Irjebach schädigt aber auch die Quellen, den Josephs-, den Tempel- und den Styriabrunnen direct dadurch, dass seine hochliegenden Wassermengen, die im Frühjahre und Herbst bedeutend sind und im Sommer versiegen, zeitweilig, periodisch, oft aber auch unerwartet, in den Boden dringen und das Sauerwasser so diluiren, dass man mit der Füllung der Flaschen aussetzen muss.

Beiden diesen Uebelständen, der Gefahr der Ueberschwemmung des Curortes und der Diluirung der Quellen, liesse sich durch den Bau eines Dammes unterhalb des Fröhlich'schen Häuschens und Ableitung des Irjebaches längs der Cerovecer Strasse, am Amtsgebäudegarten vorüber, abhelfen. Der abgeleitete Bach käme ausser Berührung mit dem Josephi-, Tempel- und Styriabrunnen, und die eventuell plötzlich angeschwollenen Wässer des Irje würden durch den Damm aufgehalten werden — und so würde eigentlich der Irje den Zwecken des Curortes dienstbar gemacht werden können.

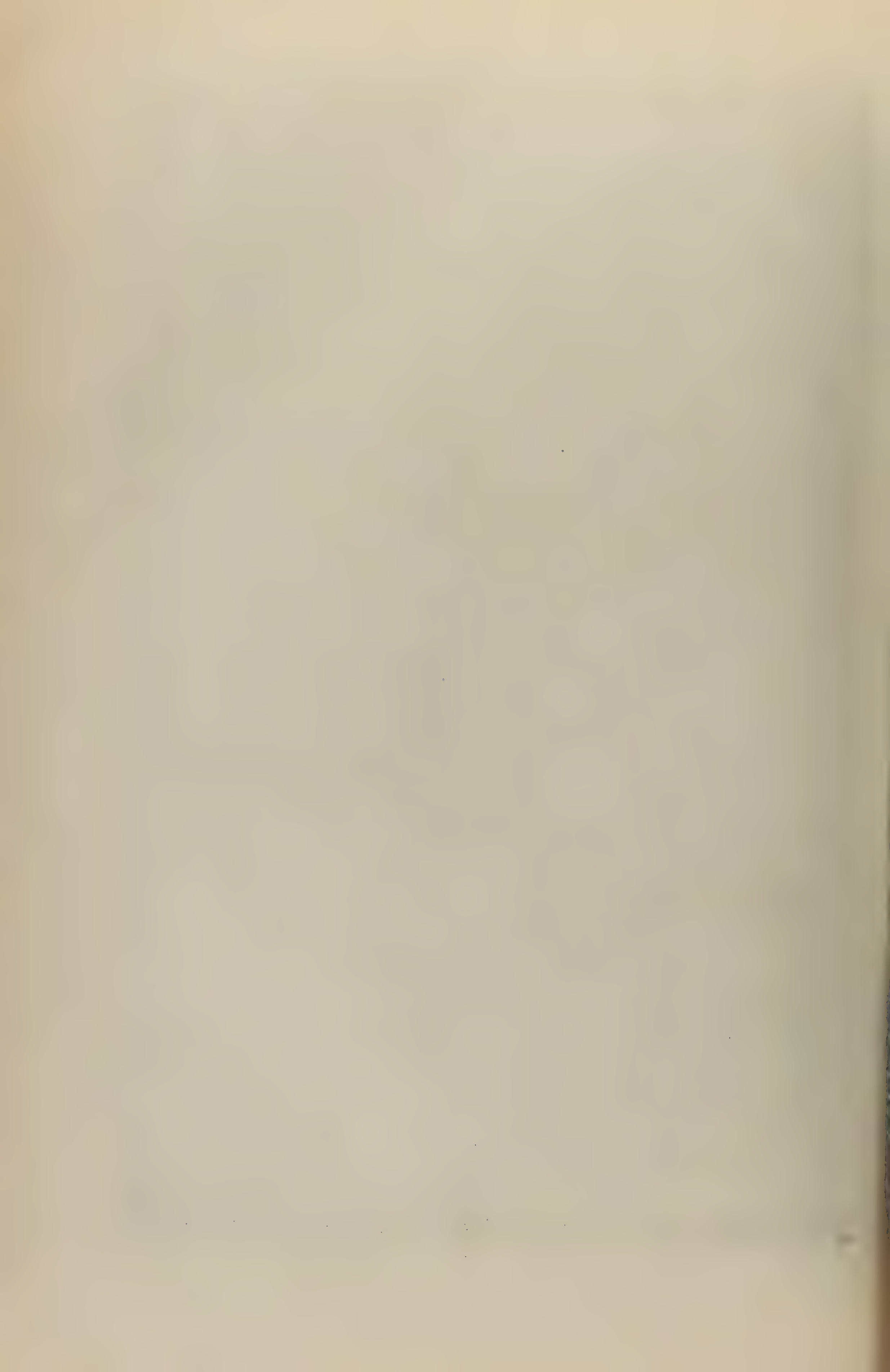
Auch den Plan über die Verlegung des Irjebaches habe ich mit Herrn Muglitsch ausführlich besprochen, und soll die eventuelle Ausführung 6450 fl. in Anspruch nehmen.

Inhalt.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



Lichtdruck von E. Jaffé & A. Albert, Wien.
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt. 38. Band, 1888.
Verlag von **Alfred Hölder**, k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.




Lichtdruck von E. Jaffé & A. Albert, Wien.

Verlag von **Alfred Hölder**, k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.

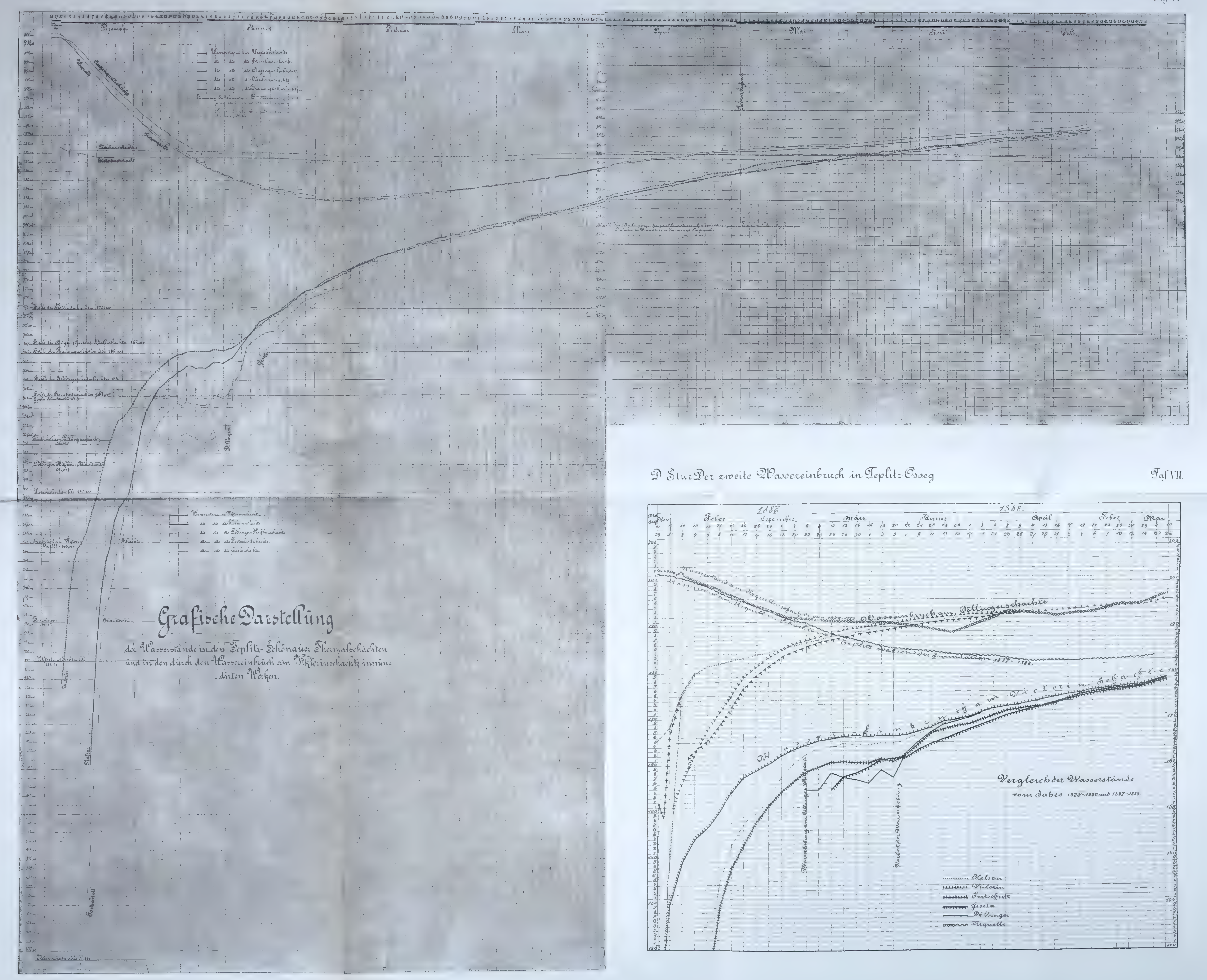
Graphische Darstellung der Wasserstände während der Inundation 1879–1882 und 1887–1888.

Grubenwässer — Urquelle — Schönau — Riesenquelle



JAHRBUCH DER K.K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT BD. XXXVIII. 1888
VERLAG VON ALFRED HÖLDER K.K. HOF UND UNIVERSITÄTS BUCHHÄNDLER IN WIEN.




D. Stur Der zweite Wassereinbruch in Teplitz-Osseg
Taf. VI.
Grafische Darstellung
der Wasserstände in den Teplitz-Schönauer Thermalschächten und in den durch den Wassereinbruch am Viktoriaschachte innundirten Werken.
D. Stur Der zweite Wassereinbruch in Teplitz-Osseg
Taf. VII.
Vergleich der Wasserstände
vom Jahre 1879-1880 und 1887-1888.
Nelson
Victoria
Fortschritt
Gisela
Döllinger
Urquelle





Inhalt.

Heft III.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp., in Wien.

Ausgegeben am 15. März 1889.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT.



JAHRGANG 1888. XXXVIII. BAND.

4. HEFT.

Mit Tafel VIII—XV.



WIEN, 1889.

ALFRED HÖLDER,

K. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

Rothenthurmstrasse 15.



Beiträge zur Säugethierfauna der Braunkohle des Labitschberges bei Gamlitz in Steiermark.

Von **A. Hofmann.**

Mit 3 Tafeln (Nr. VIII, IX und X).

Das Auftreten von kohlenführenden Süsswasserschichten innerhalb echt mariner Bildungen ist im Allgemeinen selten, in der Steiermark nur auf den einzigen Punkt, auf die Ablagerung von Gamlitz bei Ehrenhausen, beschränkt.

Diese für den praktischen Bergmann und noch mehr für den Stratigraphen hoch wichtige kohlenführende Süsswasserbildung wurde deshalb schon mehrmals eingehender Beobachtung und Erörterung unterzogen, so von Stur, Peters und Hilber.

Die marinen Hangendschichten erwiesen sich als reich an Schnecken- und Muschelschalen; aus der Kohle hingegen kennen wir nur die von H. v. Meyer beschriebene *Mustela Gamlitzensis* und die von Peters erwähnten wenigen Zähne von *Hyotherium Soemeringi H. v. M.*

Innerhalb mehrerer Jahre war es mir möglich, so manchen Kiefer und Zahn aus dieser Kohle zu erhalten, die anderen Arten angehören als den eben erwähnten. Im verflossenen Jahre übersandte mir Herr Director D. Stur ein Kohlenstück von Gamlitz, welches ein Gebiss eingeschlossen enthielt, zur Präparation und Bestimmung. Ich habe diesen wichtigen Rest in der vorläufigen Mittheilung in Nr. 15 der Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., 1887, als *Cervus lunatus H. v. M.* angesprochen, da die Maasse mit dieser Art übereinstimmten; später gelang mir die Blosslegung der Kauflächen. In Folge dessen erkannte ich nach der Beschaffenheit der Marken, dass der Rest dem *Palaeomeryx (Cervus) furcatus Hens.* angehört. Einen weiteren Beitrag an Fundstücken von dieser Localität verdanke ich dem Herrn Dr. K. A. Penecke in Graz, nämlich: drei Zähne von *Hyaemoschus crassus* und einen Stirnzapfen eines horntragenden Wiederkäuers.

Dieses letztere Stück ist um so interessanter, da es das erstemal das Vorkommen von Antilopen in den Tertiärablagerungen von Steiermark documentirt.

Dieser Fund bestimmte mich zunächst, die wenigen von dieser Localität stammenden Wiederkäuergebisse auf etwaigen Zusammenhang mit diesem Stirnzapfen zu prüfen.

Diese Untersuchung führte auf das höchst interessante Ergebniss, dass der *Cervus lunatus H. v. M.* zum grossen Theile einer Antilope angehöre, welche von Biedermann als *Antilope cristata* bezeichnet wurde.

Literatur über die Säugethiere von Gamlitz.

1867. H. v. Meyer, Fossile Zähne von Grund und Gamlitz. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 97.

1870. K. F. Peters, Neue Funde von tertiären Wirbelthierresten in Steiermark. Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 174.

1870. D. Stur, Geologie der Steiermark, pag. 560.

1877. V. Hilber, Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 166.

1877. V. Hilber, Die Miocänschichten von Gamlitz bei Ehrenhausen in Steiermark. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 254.

1877. R. Hörnes, Die fossilen Säugethierfaunen der Steiermark. Mittheil. d. naturw. Vereines für Steiermark, pag. 61.

1884. F. Toula, Ueber einige Säugethiere von Göriach bei Turnau (Bruck a. M., Nord) in Steiermark. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 388.

1887. A. Hofmann, Neue Funde tertiärer Säugethierreste aus der Kohle des Labitschberges bei Gamlitz. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst., pag. 284.

Bevor ich mit dem Berichte über meine Untersuchungen beginne, fühle ich mich verpflichtet, für die bereitwillige Ueberlassung des Materials dem Herrn Director D. Stur und Dr. K. A. Penecke meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Mustela Gamlitzensis H. v. M.

Tafel VIII, Fig. 1.

Von dieser Species liegen mir die Originalien H. v. Meyer vor; diese bestehen aus dem ersten Molar des linken Oberkiefers, zwei Zahnfragmenten des unteren Reisszahnes vom linken Unterkieferast und dem Höckerzahn oder dem Stiftzahn.

Alle zeigen, wie schon H. v. Meyer richtig bemerkte [1]), Charaktere der Musteliden.

Der obere linke Molar („Querzahn H. v. Meyer“) wurde bereits von Toula behufs Vergleich mit *Cynodictis (Elocyon) Göriachensis* abgebildet und auch einer Beschreibung unterzogen, l. c. pag. 388, Taf. VIII, Fig. 11 *a*. Betrachtet man diesen Zahn genauer und verfolgt den vorderen und hinteren Rand, so sieht man, dass sich diese beiden Ränder knapp an der Bruchstelle (insbesondere hinten) gegen einander umbiegen. Der Schnitt beider verlängerter Linien ergibt den äussersten Punkt, mithin auch die grösste Ausbuchtung des Zahnes nach Aussen. Daraus ergibt sich, dass der Zahn am Aussenrande nur wenig beschädigt ist und dass ihm nur die etwas verbreiterte, aus einem aufgeworfenen Rande bestehende, beide Aussenhöcker verbindende Randwulst fehlt. Da Toula l. c. den fehlenden Theil viel zu gross annimmt,

[1]) l. c. pag. 97.

so habe ich diesen Zahn noch einmal gezeichnet und auf Taf. VIII, Fig. 1 den abgebrochenen Theil durch punktirte Linien angedeutet. Toula schreibt auf pag. 388 wie folgt: „Die Dimensionen dieses Zahnes sind ganz beträchtlich; sie übertreffen um immerhin Bedeutendes die Grösse des gleichen Zahnes von *Gulo luscus* bei Blainville“ etc.

Nach der hier gegebenen Abbildung erreicht der Molar höchstens die Grösse des gleichen Zahnes bei *Gulo luscus*.

Das Bruchstück des unteren Reisszahnes dem linken Unterkiefer angehörig, besteht aus dem ganzen Talon desselben und passt vollkommen auf den entsprechenden Theil des oberen Molares.

Der Erhaltungszustand nämlich: der geringe Grad der Abnützung, die Farbe und der Glanz ist bei allen diesen eingangs erwähnten Resten gleich, weshalb kein Zweifel obwalten kann, dass diese Zahnfragmente nicht einem einzigen Individuum angehört haben.

Von dem unteren Reisszahn ist nur der Vordertheil und der Talon erhalten; vergleicht man diese Fragmente mit den entsprechenden Theilen der *Mustela (Trochictis) taxodon Gerv.*, so zeigen dieselben weder im Baue, noch in den Dimensionen wesentlichen Unterschied.

Zu demselben Resultate gelangt man beim Vergleich des letzten Molars des Unterkiefers, dem kleinen Höckerzahn, den Toula l. c., Taf. VIII, Fig. 11 *c* abbilden liess. Auf dieser Abbildung ist jedoch derselbe etwas grösser ausgefallen, als er in Wirklichkeit ist.

Leider besitzen wir bisnun keinen oberen Molar der *Mustela taxodon*, um in's Klare zu kommen, ob die *M. Gamlitzensis* wirklich als eigene Art anzusehen ist oder ob dieselbe mit *M. (Trochictis) taxodon* zu vereinigen sei. Roger, „Verzeichniss der bisher bekannten fossilen Säugethiere“, pag. 132, stellt die *Mustela Gamlitzensis* zu *Lutra Lorteti Filh.*

Von der *Lutra Lorteti Filh.* kennen wir nur einen Unterkieferast, der in dem Arch. Mus. hist. nat. Lyon 1881, pag. 56, Pl. IV, Fig. 20 bis 22 abgebildet und beschrieben ist. Er trägt die Prämolarreihe und den Reisszahn; weiters ist noch abgebildet der untere Eckzahn. Von der *M. Gamlitzensis*, wie aus dem Angeführten hervorgeht, ist uns bekannt: Fragmente des unteren Reisszahn, der untere Höckerzahn und der obere Molar, mithin ist ein directer Vergleich der erwähnten Zähne unmöglich, höchstens kann auf die Grössenverhältnisse der Oberkieferzähne geschlossen werden. Betrachtet man den auf Taf. VIII, Fig. 1 abgebildeten oberen Molar, so treten die Charaktere des *Mustela*-Molars zur Genüge hervor, um dieselben nicht mit einer Lutra verwechseln zu können.

Abgesehen von der Form, so bieten das Fehlen der Innenhöcker am Talon und das Vorhandensein der quergehenden Wulst, die bedeutende Verbreiterung des Talons nach hinten, die Lage der Innenwurzel und dieser zur Längsaxe des Zahnes selbst hinreichende Gründe, um diese Art bei der Mustela zu belassen.

Die einzige Thatsache, dass der obere Molar zum *Genus Mustela* am besten passt, sollte nicht so leichthin bei Seite gelassen werden, um diesen Rest einer Art zuzuschreiben, die besser mit dem Alter der Schichten übereinstimmt.

Antilope cristata Biederm.

Taf. VIII, Fig. 7—8; Taf. IX, Fig. 1.

1873. W. G. A. Biedermann, Petrefacten aus der Umgegend von Winterthur. 4. Heft: Reste aus Veltheim, pag. 14, Taf. VIII und IX.
1878. L. Rütimeyer, Die Rinder der Tertiärepoche nebst Vorstudien zu einer natürlichen Geschichte der Antilopen. Abhandl. der schweizer. paläontologischen Gesellschaft. Vol. V, pag. 84 und 87.
1887. A. Hofmann, *Cervus lunatus H. v. M.* Neue Funde tertiärer Säugethierreste aus der Kohle des Labitschberges bei Gamlitz. Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1887, pag. 284.

In der vorläufigen Notiz l. c. führte ich die hierher gehörigen Reste unter *Cervus lunatus H. v. M.* an, eine Verwechslung, welche stattfinden konnte, da mir damals, wie auch H. v. Meyer, nur Gebisse, und zwar die Unterkieferzahnreihe vorlag und dieselbe mit den Zeichnungen in Meyer's Manuscript vollkommen übereinstimmte.

Nachdem ich aber, wie eingangs schon erwähnt wurde, den Stirnzapfen einer Antilope erhalten hatte, so war die Wahrscheinlichkeit vorhanden, dass unter den Zähnen sich auch solche einer Antilope befinden könnten. Nach Durchmusterung der bereits bekannten Antilopen der Miocänzeit stellte sich heraus, dass unser Stirnzapfen und auch der letzte untere Molar mit den bezüglichen Theilen der *A. cristata* Biedermann's vollkommen übereinstimmt. Von dieser Art kam zur Untersuchung: eine complete linke Unterkieferzahnreihe, ein letzter Backenzahn aus dem rechten Unterkiefer und der Stirnzapfen.

Der Stirnzapfen, Taf. IX, Fig. 1 *a* von der Seite, stellt ein rechtwinkeliges Dreieck dar, dessen Hypothenuse vorne und eine Kathete hinten zu stehen kommt; er ist seitlich, von innen nach aussen stark comprimirt und kaum merklich nach auswärts gebogen. Ueber die Lage desselben am Schädel selbst kann wegen Mangel der Stirnbeine nichts Annäherndes gesagt werden.

Die Oberfläche der Knochensubstanz des vom Horn bedeckten Theiles zeigt vollkommene Uebereinstimmung mit jener der Antilopen. Die Höhe dieses Fortsatzes, mit Einbeziehung des fehlenden Theiles, betrug circa 75 Millimeter, jene der Reste von Veltheim 72 Millimeter und jene unserer Gemse 70—86 Millimeter, nach Messungen von fünf Exemplaren.

Die Länge (von vorn nach hinten) 24·3 Millimeter und die Breite (von innen nach aussen) 17·5 Millimeter. Dieser Stirnfortsatz stimmt mit jenem von Veltheim, l. c. Taf. IX, Fig. 1 so trefflich überein, dass man glauben könnte, Biedermann lag der Rest von Gamlitz als Original vor.

Von der Bezahnung kamen, wie schon erwähnt, nur Unterkieferzähne vor.

Die linke Unterkieferzahnreihe, Taf. VIII, Fig. 7 *a b*, hat schon einiges mit den Antilopen gemein, wenigstens die Molare zeigen die Tendenz einer Säulenzahnbildung.

Die Prämolare, besonders pm_2 und pm_3, nähern sich mehr jenen der Hirsche als denen der Antilopen, speciell der Gemsen. Der Bau derselben entspricht vollkommen jenem der *Palaeomeryx*-Arten, so dass bei etwaigem alleinigen Vorhandensein der Prämolare eine Erkennung und Bestimmung unmöglich ist.

Ihre Dimensionen erscheinen in der beigegebenen Tabelle, in welcher behufs Vergleiches auch die Grössenverhältnisse der Prämolare unserer *A. rupicapra* beigesetzt wurden. Die Molare weichen im Baue von jenen der Cerviden ab; jeder Backenzahn besteht aus zwei Halbmonden und einer continuirlichen Innenwand, wodurch der Zahnkörper prismatisch erscheint. Die Marken stülpen sich tief in die Zahnsäule hinein, Charaktere, die ebenfalls die Zuweisung des Stirnzapfens zu diesem Gebisse begründen.

Trotz diesen Charakteren finden wir doch noch viele Eigenthümlichkeiten, die an den Bau der Hirschzähne erinnern. Der Zahnkörper übergeht nicht direct in die Wurzel wie bei der Gemse, sondern zeigt am Halse eine Anschwellung des Schmelzbleches, wodurch die Krone von einem leichten Wulst eingesäumt erscheint.

Die Halbmonde sind massiv, nicht scharfkantig und nicht so steil gestellt wie bei der Gemse, sondern zeigen grössere Aehnlichkeit mit den Halbmonden der Molare der *Palaeomeryx*-Arten oder allgemein der Hirsche. Das Schmelzblech zwischen dem Vorder- und Hinterhalbmonde schwillt zu einer Basalwarze oder einem niedrigen Säulchen an, die mehr am ersten und zweiten, als am dritten Molar entwickelt sind. Eine *Palaeomeryx*-Falte fehlt vollständig an allen mir vorliegenden Resten.

Die Halbmonde zeigen eine deutliche Fältelung, hingegen das Schmelzblech der Innenwand ist glatt wie polirt. Der Innenwand fehlen die so scharf ausgeprägten Mittel- und Randfalten der Cerviden; die Mittelfalte ist sehr flach, breit wie bei der Gemse, die Randfalten nur sehr schwach entwickelt, am deutlichsten am letzten Molar und hier namentlich die vordere Randfalte, wie an dem abgebildeten Zahne Taf. VIII, Fig. 8 ersichtlich ist.

Ein weiterer hierher gehöriger Rest, den ich durch die Güte des Herrn Custos Th. Fuchs in Wien untersuchen konnte, zeigt mit unserer Art von Gamlitz eine vollkommene Uebereinstimmung.

Er wird in der paläontologischen Abtheilung des naturhistorischen Hofmuseums aufbewahrt und ist mit zwei Ettiquetten versehen, von denen die ältere wahrscheinlich die Bestimmung von H. v. Meyer tragen dürfte. Die andere rührt aus späterer Zeit her. Ich setze zur leichteren Orientirung die Abschrift der beiden Etiquetten hierher:

1. 1848. XXIX. i. *Cervus haplodon H. v. M.* rechte Unterkieferh. mit 4 wohlerhaltenen Zähnen im Leithakalke.
   Mannersdorf am Leithagebirge.
2. *Dicroceros fallax R. H.*
   R. Unterk. mit $m_1\ m_2\ (m_3)\ p_1\ p_2$ . . . .
   Miocäner Leithakalk.
   Mannersdorf am Leithagebirge.

Derselbe besteht aus einem linken Unterkieferastfragmente mit dem ersten und zweiten Prämolar und ersten und zweiten Molar, vom letzten Molar sind nur die zwei vorderen Wurzeln erhalten. Dieses Fragment rührt von einem kräftigen und nach der Abkauung und den durch den seitlichen Druck verkürzten Zähnen zu schliessen, einem älteren Individuum her, das die früher angeführten Charaktere in schärfster Weise zum Ausdruck bringt.

Es dürfte noch manches Gebiss und mancher Zahn, die bisnun als *Cervus haplodon* und *C. lunatus* aufbewahrt werden, mit unserer Antilope zu vereinigen sein.

Es wäre eine verdienstvolle Arbeit, wenn sich ein Fachgenosse der Mühe unterziehen wollte, die verschiedenen Kiefer und losen Zähne von Neudörfl, Loretto, Grund und vielleicht noch anderen mir unbekannten Orten des Wiener Beckens einer gründlichen Revision zu unterwerfen und die schöneren Stücke abbilden zu lassen, um so Manches zu klären, einen Vergleich zu ermöglichen und als Hauptmoment die Kenntnisse der Zoogeographie, insbesondere der tertiären Säugethiere, zu bereichern.

Im Folgenden gebe ich in nachstehender Tabelle die Grössenverhältnisse der einzelnen Zähne und der Zahnreihen an und behufs Vergleich mögen auch die Zahlen der gleichwerthigen Zähne der nächst verwandten recenten Art, der *A. rupicapra*, jene vom *Cervus capreolus* mit angeführt werden.

Alle Maasse sind in Millimetern.

Unterkiefer von:		pm_1	pm_2	pm_3	m_1	m_2	m_3	Länge der Prämolarreihe [1])	Länge der Molarreihe [1])
Antilope cristata Biederm. von Veltheim	L[2]) B[2])	— —	— —	— —	— —	— —	17·0 7·5	—	—
A. cristata Biederm. von Labitschberg	L B	7·2 3·5	9·4 4·8	10·0 5·7	10·3 7·3	11·1 8·4	17·6 8·8	26·0	37·0
A. rupicapra L. alt ♂ von Steiermark	L B	4·5 3·0	6·4 4·2	7·4 4 5	9·6 —	12·0 —	16·1 —	18·1	38·0
A. rupicapra L. alt ♀ von Steiermark	L B	4·9 3·3	5·7 4·3	6·9 4·7	8·2 6·2	10·6 6 4	16·2 6·5	17·4	35·0
Cervus capreolus L. alt ♂ von Steiermark	L B	6·8 4·5	10·2 6·5	9·6 8·5	10·5 7·3	11·8 8·4	14·3 7·7	27·4	35·7

Aus dem Vergleich der Länge der Unterkiefer-Prämolarreihe der fossilen Art mit den recenten Arten geht hervor, dass die Prämolarreihe nicht nur im Baue, wie schon früher erwähnt wurde, sondern auch im Grössenverhältnisse mehr mit den Prämolaren der Hirsche übereinstimmt, als mit jener der Gemsen.

Zu demselben Resultate gelangte auch Biedermann, der den Rest von Veltheim, einen Oberkiefer dieser Art einer kritischen Besprechung unterzog.

Der letzte Molar von Veltheim, den Biedermann l. c. Taf. IX, Fig. 2, abbildet, stimmt im Baue, wenigstens soweit aus der Abbildung entnommen werden kann, mit unserem vollkommen überein, in den Grössenverhältnissen, wie die Tabelle zeigt, finden sich keine nennenswerthen Differenzen.

Biedermann gibt die Länge der Oberkieferzahnreihe der *Antilope cristata* mit 53 Millimeter an, bemerkt aber zugleich, dass

[1]) Direct gemessen.
[2]) L = Länge, [2]) B = grösste Breite.

die Zähne „ein wenig in einander hineingeschoben sind“, wodurch natürlich ihre Länge etwas kürzer erscheint.

Die Unterkieferzahnreihe unseres Restes beträgt direct gemessen 61·0 Millimeter, welches Maass in Anbetracht der steten grösseren Länge der Unterkieferzahnreihe und weiters der etwas aus ihrer Lage gebrachten Zähne des Veltheimer Kiefers, nur eine unbedeutende Differenz vorstellt, die der Annahme, dass beide Kiefer einer Species angehören, nicht entgegensteht.

Reiht man die drei Prämolare des Veltheimer Restes in die Lage, wie dieselben beim lebenden Thiere gestanden haben mochten, an die Molare an, so ist auch die Länge der Oberkieferzahnreihe circa 60 Millimeter, mithin ergibt sich zwischen der Länge der Oberkieferzahnreihe von Veltheim und der Unterkieferzahnreihe von Labitschberg eine ähnliche Differenz, wie etwa beider Zahnreihen unserer Gemse.

Ich führe als Beispiel der Grösse dieser Differenz einige Maasse an, die Schädeln unserer erwachsenen Gemsen entnommen wurden.

	♂	♂	♀
Länge der Oberkieferzahnreihe	56·5	54·8	51·0
Länge der Unterkieferzahnreihe	58·2	56·7	52·7

Die Differenz beider Zahnreihen beträgt hier im Durchschnitt 1·7 Millimeter, die angeführten Schädel stammen jedoch nicht von alten und starken Individuen her, bei welchen sich sonst die Differenzen um einige Millimeter höher stellen würden.

Ein Vergleich oder selbst eine Identificirung unserer Art mit den bereits bekannten miocänen Antilopen anderer Localitäten wäre wünschenswerth, leider sind die wenigen bekannten Arten nur mangelhaft beschrieben und gar nicht abgebildet, so die *Antilope sansaniensis Lart., A. clavata Gerv., A. Martiniana Lart.,* die ein gemsenähnliches Gehörn mit rehähnlichem Gebisse zeigen.

Palaeomeryx Bojani H. v. M.

Taf. VIII, Fig. 2—3.

Die wenigen Reste, zwei Molare $(m_1 + m_2)$ der rechten Unterkieferzahnreihe, lassen diese Art auch in dieser Ablagerung erkennen. Die beiden Backenzähne sind nicht complet, besonders der erste m ist stark beschädigt; es fehlt ihm der ganze rückwärtige Halbmond.

Die Abnützung dieser Zähne ist so weit vorgeschritten, dass von der charakteristischen und sonst sehr entwickelten Palaeomeryxwulst fast nichts zu bemerken ist. Der zweite oder vorletzte Molar stimmt in jeder Hinsicht mit jenem überein, den H. v. Meyer: „Die fossilen Zähne und Knochen von Georgensgmünd“ auf Taf. X, Fig. 79 *a, b,* abbildet.

Die Messung dieser Zähne ergab:

	Georgensgmünd	Gamlitz
Länge des vorletzten Backenzahnes (m_2)	19·0 Millimeter	22·0 Millimtr.
Breite desselben	14·0 „	15·0 „
Länge des ersten Backenzahnes	—	20·0 „
Breite desselben	—	14·5 „

Das Schmelzblech der Halbmonde zeigt grobe Fältelung. Die Basalwarzen waren gross, sind jedoch durch die Abnützung fast abgetragen, besonders am ersten Molar.

Zu dieser Art stelle ich auch einen lose vorgefundenen ersten Prämolar, Taf. VIII, Fig. 3, der vielleicht demselben Kiefer angehörte, wie die eben besprochenen Molare; er stammt aber aus dem linken Unterkieferaste. Die Grössenverhältnisse sprechen für diese Annahme: für *Palaeomeryx eminens* wäre derselbe viel zu klein und für *P. elegans* viel zu gross.

Palaeomeryx furcatus Hensel.

Taf. VIII, Fig. 4—6.

Zu dieser Art stelle ich Reste, die sich auf zwei Funde beziehen.

Der erste besteht aus der completen rechten und Fragmenten der linken Oberkieferzahnreihe und der linken unteren Molarreihe. Ich erhielt diesen, schon eingangs erwähnten Fund vom Herrn Director D. Stur zur Präparation und Bestimmung; das Erste, was bei allen in Braunkohle eingebetteten Resten gethan werden soll, ist die sofortige Entfernung aus der Kohle und dann erst erfolgt die Befreiung des in alle Höhlungen und Risse eingepressten Bitumens durch vorsichtiges Erhitzen, was natürlich mit dem grössten Aufwand von Sorgfalt, Mühe und Zeit geschehen soll, um zum erfolgreichen Ziele zu führen. Die der Kohle entnommenen Reste stimmten äusserlich recht gut mit *Cervus lunatus*, und da ich von diesem Fundpunkte eine Unterkieferzahnreihe dieser Art bereits besass, so glaubte ich fest, dass auch dieser neue Fund derselben Art angehöre und habe deshalb denselben in den Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1887, Nr. 15, kurz, als dieser Art angehörend, besprochen.

Bei vollkommenem Freimachen der Marken jedoch wurde ich eines Anderen belehrt. Mich überraschte sogleich der Bau der Marken und das Vorhandensein der Sporne; mir lag ein Gebiss des in Steinheim so häufig vorkommenden *Palaeomeryx* (*Cervus*) *furcatus* vor. Die Dimensionen sind zwar alle kleiner, die Hauptcharaktere sind jedoch jene des *Palaeomeryx furcatus*. Ich glaube in diesem Stücke einen Beweis zu erblicken, dass in Steiermark kleinere, im Uebrigen mit den Steinheimern vollkommen übereinstimmende Individuen dieser Art existirten. Dass aber zur selben Zeit in der gleichen Localität auch etwas grössere, jenen von Steinheim sehr nahe kommende Individuen gelebt haben, zeigt uns der auf Taf. VIII, Fig. 6, abgebildete Rest, der dem zweiten Funde angehört.

Bezahnung des Oberkiefers.

Die oberen Prämolare, Taf. VIII, Fig. 4, zeigen Formen wie bei echten Hirschen und stimmen mit der Beschreibung, die Fraas in „Fauna von Steinheim“ bei *Cervus furcatus* gibt, vollkommen überein, nur sind die Dimensionen der einzelnen Zähne um ein Weniges kleiner.

Der erste und zweite Prämolar ist ziemlich stark abgenützt, die die Aussen- mit der Innenwand der Marken verbindenden Sporne sind

doch noch zu erkennen, nur der dritte Prämolar, dessen Abkauung den Sporn noch nicht erreichte, zeigt, dass dieser wohl ausgebildet, aber nicht so stark entwickelt ist, wie es bei den meisten von Steinheim der Fall ist.

Die obere Prämolarreihe bei *Palaeomeryx furcatus Hens.* nach Rütimeyer l. c. pag. 90 misst 28 Millimeter, bei unserem Exemplar 25 Millimeter.

Der zweite Fund, der auf Taf. VIII, Fig. 6, abgebildet wurde, stammt von einem alten Individuum her; erhalten ist nur die Prämolarreihe mit so abgenützten Zähnen, dass ich nur geringe Spuren der Sporne wahrzunehmen glaube. Ich verglich dieselben mit ebenfalls stark abgenützten Zähnen dieser Art von Steinheim, konnte aber keinen nennenswerthen Unterschied herausfinden. Diese Prämolarreihe misst bei unserem Exemplar 28·2 Millimeter.

Die Molare Taf. VIII, Fig. 4, sind wie bei *P. furcatus* beschaffen, unterscheiden sich nur durch etwas zarteren Bau und durch geringere Grösse.

Der erste Molar zeigt in der Vorder-, wie in der Hintermarke einspringenden Sporn (die Vordermarke ist stark beschädigt), der zweite und dritte haben den Sporn nur in der Vordermarke. Alle Molare zeigen ein mehr oder weniger entwickeltes Basalband an der Innenseite, durch welches beide Halbmonde verbunden werden. Die Entwicklung der Mittel- und Randrippen an der Aussenwand, sowie auch die feine, zierliche Schmelzfältelung entspricht vollkommen jener des *P. furcatus.*

Die Länge der oberen Molarreihe, Taf. VIII, Fig. 4, beträgt 30 Millimeter, jene des *P. furcatus* nach Rütimeyer l. c. 33—35 Millimeter; die Länge der Molarreihe an dem zweiten Funde von Gamlitz an den Wurzeln gemessen, deren Kronen abgerissen sind und verloren gingen, misst über 32 Millimeter; dieselben gehören zu der Prämolarreihe Taf. VIII, Fig. 6, wurden aber in der Abbildung weggelassen. Dieses Maass würde etwas grösser ausgefallen sein, wenn die Messung an dem Zahnkörper hätte vorgenommen werden können und würde dann die Länge jener vom *P. furcatus* erreichen.

Ich halte deshalb die kleine Abweichung des ersteren, vollständigeren Restes von *P. furcatus* nur für individuell und stelle denselben ohne Bedenken zu dieser Art.

Bezahnung des Unterkiefers.

Von der Unterkieferbezahnung liegt nur die Molarreihe, Taf. VIII, Fig. 5, vor, die mit den Oberkieferzahnreihen zusammen auf einem Kohlenstück vorgefunden wurde und nach dem Grade der Ankauung auch sicherlich einem und demselben Thiere angehört haben mag, Gegengründe sind wenigstens keine vorhanden, die auf ein zufälliges Mitvorkommen schliessen liessen.

Die Molare sind entsprechend dem Oberkiefer ebenfalls etwas zarter gebaut als jene von Steinheim, sonst zeigen dieselben gleichen Bau wie *P. furcatus.*

Die Paläomeryxfalte ist bei allen kräftig entwickelt, sowie auch die Basalwulst vorne und hinten am ersten und zweiten Molar und die Basalzäpfchen zwischen je zwei Halbmonden.

Die Dimensionen der einzelnen Molare sind in Millimeter die folgenden:

	Länge	grösste Breite
für den 1. Molar	10·7	7·2
„ „ 2. „	11·4	7·8
„ „ 3. „	16·7	7·5

Die untere Molarreihe gibt Rütimeyer bei männlichem Thier mit 40 Millimeter an, bei unserem Exemplar beträgt dieselbe 37·8 Millimeter[1]), mithin ergibt sich eine Differenz von 2·2 Millimeter, die so unbedeutend ist, dass sie nicht als Grund einer Trennung dieser Art von *Palaeomeryx furcatus* angesehen werden kann.

Hyaemoschus crassus Lart.

Taf. IX, Fig 2—6.

Dieser Moschide scheint hier häufiger vorzukommen; zahlreiche Reste, gar nicht zu reden von losen Zähnen, wurden nicht selten gesammelt.

Eine mir vorliegende Molarreihe, dem linken Unterkieferaste angehörend, stammt von einem älteren Thiere, wie die Abnützung der Hügel zeigt; dieselbe weist tadellos die Charaktere des *Hyaemoschus crassus Lart.* auf und auch die Dimensionen der einzelnen Zähne stimmen bis auf Millimeter mit der Molarreihe Kaup's *Dorcatherium Naui* (Descript. d'ossements foss. de mammifères inconnus jusqu'à — present, qui se trouvent au Muséum grand-ducal de Darmstadt. 5. Cah., T. XXIII, F. 1) überein.

Da diese Backenzähne den gewöhnlichen, schon öfter beschriebenen Charakter tragen und auch mehrorts abgebildet erscheinen, mögen diese Zeilen nur auf die Existenz dieses Fundes hinweisen.

Nur ein von einem jungen Individuum herrührendes Exemplar wurde hier gezeichnet.

Die Zahnreihe zeigt eine sehr unbedeutende Abnützung, welche sich nur auf die Molare beschränkt; die Prämolare weisen hingegen kaum die Spur einer Ankauung auf, s. Taf. IX, Fig. 2.

Diese Zahnreihe wurde sammt dem Kieferkörper vorgefunden. Wie aber alle Braunkohlen in kurzer Zeit zerspringen und zerklüften, wobei gewöhnlich die eingeschlossenen Reste arg mitgenommen werden und nachträglich zerfallen, so geschah es auch in diesem Falle.

Ich erhielt diesen Rest in einem solchen Zustande; der Knochen war zu einer Unzahl Splitter zerfallen und die Zähne lagen regellos in dem Gemenge. Die Zahnreihe musste in Folge dessen erst hergestellt und in dieser angenommenen Weise gezeichnet werden.

Der erste Prämolar ist dreizackig; die platt kegelförmige Mittelzacke ist die höchste, die breiteste und mit scharfen Kanten nach beiden Richtungen der Längsaxe versehen.

Die Vorderzacke ist die kleinste; sowohl die Vorder- als auch die rückwärtige Zacke zeigt eine nach einwärts laufende Innenfalte.

---

[1]) Direct gemessen.

Der zweite Prämolar ist ebenfalls dreitheilig, wie pm_1, nur ist die hintere Zacke vorne schneidend, nach rückwärts ausgehöhlt, eine Innenfalte bildend, die sich zum Wurzelhals herabzieht.

Der dritte Prämolar zeigt eine sehr dominirende Mittelzacke, von welcher das Schmelzblech nach rückwärts sich senkt, eine Art Trichter bildet, und von der quer gestellten dritten Zacke nach hinten abgeschlossen erscheint.

Alle Prämolare sind aussen und innen stark glänzend, wie polirt, fast glatt, nur mit ganz schwacher Fältelung versehen. Ihre Grösse übertrifft alle bis nun beobachteten, wie aus der nachstehenden Tabelle ersichtlich wird.

Hyaemoschus crassus Lart. von:		pm_1	pm_2	pm_3
Labitschberg bei Gamlitz	Länge	13·4	13·7	12·6
	Grösste Breite	4·5	5·5	6·1
	Grösste Höhe des Kronenschmelzes	6·7	8·4	9·3
Göriach bei Aflenz Toula, Sitzb. d. k. Ak. d. W. I. Abth. J. 1884, pag. 421.	Länge	10·7	11·5	11·0
	Grösste Breite	3·9	4·7	4·6
	Grösste Höhe des Kronenschmelzes	3·2	5·0	6·5
Vordersdorf bei Wies [1])	Länge	12·1	12·4	11·5
	Grösste Breite	3·8	4·5	5·4

Die Molare entsprechen sowohl im Baue als auch im Grössenverhältnisse den Molaren dieser Art, die Kaup, Toula beschrieben und abgebildet haben.

Der erste und zweite Molar sind vollständig, vom dritten sind nur die rückwärtigen drei Hügel erhalten.

Weiters wären erwähnenswerth einige lose Schneidezähne, die hierher gehören, so: i_1, i_2 oder i_3 und i_4.

Der erste Schneidezahn, Taf. IX, Fig. 4, aus dem linken Unterkieferaste ist breit schaufelförmig; aussen gewölbt, innen ausgehöhlt und durch eine schiefe Wulst oder Falte versteift. Die kurze Wurzel ist kegelförmig. Diesem folgten dann zwei schmale Schneidezähne i_2 und i_3 und diesen der etwas breitere i_4, mithin so wie beim *Hyaemoschus aquaticus*.

Ein Schneidezahn aus dem linken Unterkieferaste, und zwar i_2 oder i_3, ist abgebildet auf Taf. IX, Fig. 5; ausser diesem liegt nur noch ein Exemplar der rechten Seite vor, der wegen seiner breiteren und kräftigeren Zahnkrone als i_4 anzusprechen ist.

Von der Bezahnung des Oberkiefers, und zwar von demselben Thiere, dessen Unterkieferzahnreihe hier abgebildet wurde, liegen nur der erste und zweite Prämolar aus dem rechten Oberkiefer vor.

[1]) Hat vier Prämolare, deshalb pm_1 hier gleich pm_2 beim Vordersdorfer Exemplar.

Der erste Prämolar ist dreitheilig, die Mittelspitze überragt die beiden Vorder- und Hinterspitzen weit. Die rückwärtige Spitze ist schneidend und aussen durch Falten versteift. Der zweite Prämolar ist von aussen dem pm_1 sehr ähnlich, nur durch seine Kürze und geringere Höhe verschieden; die Innenwand zeigt am Vorderzacken eine sich einwärts biegende Falte.

Fast am Grunde der durch eine Mittelrippe versteiften Mittelzacke findet sich ein Becher, der im Verhältniss zu jenem der Cerviden nur wie ein Rudiment erscheint.

Beide Prämolare sind mit feinen Schmelzwülstchen versehen. Auch diese beiden Prämolare mit kaum sichtbarer Ankauung zeigen etwas grössere Dimensionen, als jene anderer Funde.

Hier ihre Maasse:

	pm_1	pm_2	pm_3	
Länge	14·2	13·0	9·5	Millimeter
Grösste Breite .	6·5	8·7	11·6	„

Der eben angeführte dritte Prämolar stammt von einem anderen schwächeren Individuum her, als die zwei anderen; er ist massiv, quer gestellt, wie aus den Zahlen ersichtlich, breiter als lang, aus einem halben Molar bestehend und entspricht vollkommen der vergrösserten Abbildung, die Kaup l. c. auf Taf. XXIII *B*, Fig. 2 gibt.

Von Molaren sind nur drei Stücke, und zwar von zwei verschiedenen Individuen vorhanden; $m_1 + m_2$ rechts oben von einem jüngeren und der hier abgebildete, Taf. IX, Fig. 3, zweiter Molar links oben, von einem älteren Thiere stammend.

Bei den Molaren unserer Exemplare ist die Mittelrippe des vorderen Aussenhügels sehr entwickelt, dieselbe nimmt den grössten Raum des Blattes ein.

Der Basalwulst ist stets am Vorderhalbmond mehr entwickelt, abstehend, hingegen am hinteren mehr oder weniger angeschmiegt und in's Schmelzblech verlaufend.

Die Runzelung oder die Schmelzfältchen sämmtlicher Innenwände der Molare ist eine ziemlich bedeutende.

Die Maasse der oberen Molare in Millimeter sind folgende:

	m_1	m_2
Grösste Länge (Innenwand von vorne nach hinten)	11·0	12·6
Grösste Breite [1])	11·6	13·9
Grösste Länge	—	12·8
Grösste Breite	—	14·6

Von den Eckzähnen kam nur ein Fragment vor, und zwar das auf Taf. IX, Fig. 6 abgebildete Bruchstück, welches aus dem rechten Oberkiefer stammt.

Derselbe ist vorne stumpf, hinten schneidend, etwas nach aussen ausgebogen; für den Eckzahn eines erwachsenen Thieres ist derselbe viel zu schwach und schmal, dürfte von einem jungen Individuum herrühren.

[1]) Am Vorderhügel von Innen nach Aussen.

Hyaemoschus spec.

Taf. IX, Fig. 7.

Schliesslich hätte ich noch ein Unterkieferastfragment zu erörtern, es ist dies das auf Taf. IX, Fig. 7, abgebildete Milchgebiss. Dieses besteht nur aus d_1 d_2 d_3 d_4 und zwei Schneidezähnen, resp. deren Fragmenten.

Die Abkauung der Zähne ist eine sehr vorgeschrittene, besonders bei d_3 und d_4.

Ich stelle dieses Milchgebiss aus dem Grunde nicht zu *Hyaemoschus crassus*, weil die Zahnlücke bei unserem Individuum um das Doppelte länger ist, als am Milchgebiss von Steinheim, ja sie übersteigt auch die Zahnlücke selbst der erwachsenen alten Individuen, wie z. B. jene, die Kaup abbildete.

Ist dies als eine Anomalie anzusehen?

Allerdings könnte man in dem Falle der Annahme einer anomalen Entwicklung auch die ungewöhnliche, mit den analogen Verhältnissen bei *Hyaemoschus crassus* nicht übereinstimmende Grösse des d_1 als eine durch die gleichen pathologischen Ursachen hervorgerufene Zahnwucherung ansehen. — Ich bin jedoch trotzdem nicht geneigt, eine solche Annahme zuzulassen, da es nicht wahrscheinlich ist, dass durch eine Wucherung die Zahnlücke gleich um das Doppelte an Länge zunehmen könnte.

Ich glaube vielmehr, dass dieser Fund zu einer neuen Art dieses Genus gehöre, unterlasse es aber auf Grund eines einzigen Milchgebisses, welches im Uebrigen grosse Aehnlichkeit mit *Hyaemoschus crassus* aufweist, die Paläontologie mit einem neuen Namen zu belasten.

Um übrigens die Frage endgiltig zu entscheiden, müsste mir ein ausreichendes Vergleichsmaterial von Milchgebissen recenter Moschusthiere zu Gebote stehen, deren Beschaffung mir unmöglich war. — Fraas sagt l. c. pag. 30: „Hart vor dem dritten Prämolar ist die Symphyse der beiden Kieferäste und eine Zahnlücke von der Breite des ersten Prämolars.“ Bei unserem Exemplar beträgt die Zahnlücke 28 Millimeter, wobei die Beschädigung des vorderen Kieferkörpers nicht berücksichtigt wurde.

Die Symphyse der beiden Kieferäste beginnt direct unter d_1 (würde bei Fraas als d_4 zu bezeichnen sein) und das *Foramen mentale* liegt vor dem d_1.

Der erste Milchzahn konnte nur nach dem Abdrucke in der Kohle im Umriss gezeichnet werden, derselbe muss beim Auffinden dieses Stückes in Verlust gerathen sein, da die Alveole nicht mit Kohlensubstanz ausgefüllt war, was unter gewöhnlichen Umständen hätte erfolgen müssen. Dieser Zahn zeigt ähnliche Form und Grösse wie der pm_1 bei *Hyaemoschus aquaticus.* Die dem d_1 folgenden d_2 und d_3 sind einander ähnlich. Der d_2 ist schneidend, langgestreckt, die Mittelspitze die höchste und nach rückwärts geneigt: er ist auch compresser als der ihm folgende d_3. Der dritte Milchzahn ist ebenfalls dreispitzig, etwas breiter als der d_2, aber so abgenützt, dass nur innen deutlich die Dreitheilung wahrgenommen werden kann; die hinterste, in die

Breite abgenützte letzte Spitze besass am Grunde eine Falte, an welche der d_4 sich anlegte. Von einer Spur des Schmelztrichters an dieser Spitze ist nichts vorhanden.

Der d_4 zeigt die Merkmale der Backenzähne dieser Art, er ist ebenfalls dreitheilig; jeder Theil besteht aus einem Innen- und Aussenhügel, von dem nächsten durch ein Querthal getrennt, der mittlere ist der höchste.

Er ist sehr abgenützt, entspricht jedoch vollkommen der ausgezeichneten Abbildung, die Rütimeyer l. c. Taf. IX, Fig. 9, im vergrösserten Maassstabe vorführt.

Das Schmelzblech der Innenwände ist vollkommen glatt, wie polirt, so auch aussen bei d_2 und d_3; bei d_4 zeigt nur der äussere Mittelhügel einige Falten, ein Basalkranz fehlt ihm vollständig.

Die Länge des d_4 beträgt 14 Millimeter, die Breite des letzten Hügels (von Innen nach Aussen) 6·3 Millimeter und jene des ersten vordersten 4·7 Millimeter.

Die Länge des d_3 misst 13·2 Millimeter bei 4·3 Millimeter grösster Breite; der d_2 ist beschädigt, dürfte circa dieselbe Länge besessen haben wie d_3 bei 4·0 Millimeter grösster Breite.

Die untere Milchzahnreihe aus Steinheim misst 35·5 Millimeter. Bei unserem, und zwar $d_2 + d_3 + d_4$ circa 40·4 Millimeter und mit d_1 49·8 Millimeter, die Differenz ist eine ziemlich bedeutende, weshalb ich auch aus diesem Grunde dieses Kieferfragment nicht zu *Hyaemoschus crassus* gestellt habe.

Ich hoffe, dass durch Auffindung weiterer Reste die Frage nach der Artberechtigung dieses Moschusthieres eine baldige Lösung finden wird.

Hyotherium Soemeringi H. v. M.

Taf. IX, Fig. 1, 2.

Aus der Kohle vom Labitschberge führt schon Peters l. c. lose Zähne dieser Art an. Ich erhielt im Laufe mehrerer Jahre nur wenige Stücke, so: den letzten und vorletzten Molar des rechten Unterkiefers nebst einigen Zahnfragmenten, alle von alten Individuen herrührend; diese Funde seien nur erwähnt. Weiters erhielt ich ein sehr wohl erhaltenes Stück, ein Unterkieferfragment mit sämmtlichen Molaren, Prämolaren, dem Eckzahn und den Schneidezähnen im linken Kiefer, und den Prämolaren im rechten Kiefer; diesen Rest habe ich der completen Bezahnung halber abgebildet.

Der Kieferkörper ist zumeist weggebrochen, der Alveolarrand sammt den darin sitzenden Molaren und Prämolaren blieben dagegen vom Druck verschont. Der Eckzahn ist etwas aus seiner früheren Lage gerückt und aufgerichtet. Die Incisive i_1 und i_2 sind seitlich, in der Richtung gegen den Eckzahn verschoben, wodurch der i_3 aus seiner ursprünglichen Lage herausgedrängt wurde; dieser Umstand ermöglicht es deshalb nicht, über die Entfernung dieses Zahnes vom Eckzahn und über seine Lage im Kiefer, sowie auch über die Lage der Incisive und des Eckzahnes selbst etwas Positives folgern zu können. Dieser Unterkiefer, nach der Form und Grösse des Eckzahnes zu schliessen,

stammt von einem jungen, vollkommen erwachsenen Exemplare, und zwar einer Bache, ab.

Die Schneidezähne linkerseits sind alle drei erhalten; i_1 und i_2 sind meisselförmig mit einem bis über 1·5 Millimeter hohen Längskiel an der Innenfläche, ähnlich wie bei *Sus scrofa*; aussen übergeht das Schmelzblech nicht direct in die Zahnwurzel, wie bei der erwähnten recenten Art, sondern schwillt am Wurzelhalse etwas an, ähnlich, jedoch nicht so bedeutend, wie es bei *Dicotyles torquatus* der Fall ist.

Was die Form dieser Zähne anbelangt, so stimmen sie mit jenen, die Peters von Eibiswald, l c. pag. 15, Taf. II, Fig. 1, beschreibt und abbildet, recht gut überein, abgesehen von der Abnützung, die bei unserem kaum merklich ist. Die Aussenfläche der Schneidezähne zeigt nur wenige, seichte Schmelzfalten.

Der Eckzahn entspricht vollkommen der Beschreibung und Abbildung l. c. pag. 16, Taf, II, Fig. 3.

Die Abnützung beschränkt sich nur auf die rückwärtige Fläche des obersten Theiles. Der untere Rand der Abnutzungsfläche verlauft dabei schief nach innen.

Die Länge dieses Zahnes beträgt, am Wurzelhalse gemessen, 8·4, bei 7·4 Millim. grösste Breite.

Dem Eckzahn folgt fast unmittelbar der erste Prämolar; der Abstand zwischen beiden lässt sich wegen des Bruches an dieser Stelle nicht feststellen, dürfte aber nur ein sehr geringer gewesen sein. Dem pm_4 folgen in geschlossener Reihe die weiteren Prämolare und die Molarreihe. Hinsichtlich der Prämolare verweise ich nur auf die treffliche Beschreibung dieser Zähne, die uns Peters l. c. pag. 19 u. 20 lieferte. Nur eine Bemerkung kann ich hier nicht unterdrücken.

Peters sagt pag. 20 betreffs der Sexualunterschiede, dass der pm_1 beim Eber nicht nur weit stärker, sondern auch in der Sculptur etwas verschieden ist. „Der Hauptgipfel selbst ist keineswegs ein einfacher Kegel, sondern hat innen, etwas nach hinten gerückt, einen mächtigen Stützpfeiler. Was sich in der Usur des weiblichen Zahnes als eine Ausbucht der rundlichen Schliffläche geltend macht, gibt sich beim jungen Eber als ein ganz selbstständiges Zahnelement kund."

Diesen Stützpfeiler zeigt jedoch, wie auch Peters selbst anführt, wenn auch weniger deutlich, der auf Taf. I, Fig. 6 abgebildete, einer Bache angehörige Unterkiefer; nur ist dieser zweite Gipfel etwas schwächer entwickelt als beim Eber. Daraus geht hervor, dass derselbe bei beiden Geschlechtern vorkommt und der sexuelle Unterschied höchstens in der stärkeren oder schwächeren Entwicklung desselben liegen kann. Nun zeigt aber der mir vorliegende Kiefer, welcher den Eckzähnen nach unzweifelhaft einer Bache angehört, am pm_4 dieselben Merkmale, wie sie Peters für sein Ebergebiss anführt, so genau, als wenn mein Exemplar seiner Beschreibung und Abbildung zum Original gedient hätte.

Aus diesen Thatsachen folgt mit Evidenz, dass der Innenhügel am pm_4 keinesfalls als ein secundärer Geschlechtsunterschied gelten kann.

Von Göriach liegen mir zwei Reste von Suiden vor, die im grossen Ganzen vollkommen mit *Hyotherium Soemeringi* übereinzu-

stimmen scheinen; nur am pm_1 vermisse ich den inneren Stützpfeiler oder zweiten Hauptgipfel, der diesem Zahne so grosse Aehnlichkeit mit pm_3 des Dicotyles verleiht.

Der gänzliche Mangel dieses Stützpfeilers mahnt daher bei der Bestimmung zur Vorsicht und Prüfung, ob nicht die jetzt zu *Hyotherium Soemeringi* gestellten Reste zwei Arten angehören.

Ich werde bei Gelegenheit der Bearbeitung der „Fauna von Göriach" auf diesen Gegenstand zurückkommen und auch der anderen kleineren Abweichungen an diesem Zahne gedenken.

Unser pm_4 stimmt mit dem pm_4 von Georgensgmünd, Taf. II, Fig. 9 und Fig. 13 und bei Peters, Taf. I, Fig. 7, recht gut überein. Die Dimensionen des pm_4 in Millimeter sind folgende:

Nach Peters:

	Grösste Länge	Grösste Breite an der Basis
beim Eber	16·5	10·7
bei der jungen Bache .	14·4	7·8
„ „ alten „ .	15·2	9·4
pm_4 von Georgensgmünd	15·0	8·0
Bache von Gamlitz . .	17·0	9·2

Die Molare zeigen nichts von Bedeutung, was Meyer und Peters in ihren Beschreibungen nicht schon erwähnt hätten.

Es erübrigt mir nur noch, die Dimensionen unseren Restes an jene der von beiden Autoren angeführten des Vergleiches halber beizufügen.

Alle Maasse in Millimeter.

Hyotherium Soemeringi von		m_1	m_2	m_3
Georgensgmünd	Länge .	16·0	18·0	27·0
	Breite .	12·0	14·0	vorn 15·0 hinten 9·0
Eibiswald (Eber juv.)	Länge .	16·8	19·4	26·4
	Breite .	vorn 13·3 hinten 12·4	15·3 15·1	15·0 11·5
Eibiswald (alte Bache)	Länge .	—	—	25·6
	Breite .	—	—	vorn 14·0 hinten 10·1
Labitschberg (junge Bache)	Länge .	16·8	19·2	26·1
	Breite .	vorn 12·8 hinten 12·5	15·4 13·6	15·0 9·4

Ein Blick auf die Tabelle genügt, um sich von der Gleichartigheit dieser Reste zur Genüge zu überzeugen, da der Bau schon früher als vollkommen übereinstimmend angegeben wurde. Es könnte mir noch zum Vorwurf gemacht werden, dass ich den *Chaeropotamus Steinheimensis Fraas* nicht in's Bereich des Vergleichs gezogen habe. Es geschah dies vorsätzlich, da der vierte Prämolar von dieser Art abweicht und ohnedies Fraas den Vergleich des Restes von Steinheim mit jenem von Eibiswald auf das Genaueste durchgeführt hat.

Der Kieferkörper selbst ist zu arg beschädigt, um etwas Bestimmteres über denselben sagen zu können. Er scheint im Schnauzentheil mehr Aehnlichkeit mit dem Wildschwein als mit Dicotyles zu zeigen.

Vom Labitschberge bei Gamlitz liegen bis nun folgende Säugethierspecies vor:

Mustela Gamlitzensis H. v. M.
Antilope cristata Biederm.
Palaeomeryx Bojani H. v. M.
Palaeomeryx furcatus Hensel.
Hyaemoschus crassus Lart.
Hyaemoschus sp.?
Hyotherium Soemeringi H. v. M.

Erklärung der Tafeln.

Tafel VIII.

Fig. 1. *Mustela Gamlitzensis H. v. M.* Erster Molar des linken Oberkiefers.
„ 2. *Palaeomeryx Bojani H. v. M.* Erster und zweiter Molar des rechten Unterkiefers.
„ 3. „ „ „ Erster Prämolar des linken Unterkieferastes, *a* von innen, *b* von oben gesehen.
„ 4. „ *furcatus Hensel.* Rechte Oberkieferzahnreihe
„ 5. „ „ „ Molarreihe des linken Unterkiefers von aussen.
„ 6. „ „ „ Prämolarreihe des linken Oberkiefers.
„ 7. *Antilope cristata Biederm.* Linke Unterkieferzahnreihe, *a* von aussen, *b* von oben.
„ 8. „ „ „ Letzter Molar des rechten Unterkiefers, *a* von innen, *b* von aussen.

Sämmtliche Originale sind in natürlicher Grösse gezeichnet. Die Originale zu Fig. 4 und 5 sind Eigenthum der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien; die übrigen befinden sich in meinem Privatbesitze.

Tafel IX.

Fig. 1. *Antilope cristata Biederm.* Stirnzapfen, *a* von vorn, *b* von der Seite.
„ 2. *Hyaemoschus crassus Lart.* Molar- und Prämolarreihe des rechten Unterkiefers.
„ 3. „ „ „ Zweiter Molar des linken Oberkiefers.
„ 4. „ „ „ Erster Schneidezahn aus dem linken Unterkiefer, *a* von innen, *b* von aussen.
„ 5. „ „ „ Zweiter oder dritter Schneidezahn des linken Unterkiefers, *a* von innen, *b* von aussen.
„ 6. „ „ „ Bruchstück des Eckzahnes des rechten Oberkiefers.
„ 7. *Hyaemoschus sp.?* Linker Unterkieferast.

Sämmtliche Originale sind in natürlicher Grösse gezeichnet. Das Original zu Fig. 1 wird in der Privatsammlung des Herrn Dr. K. A. Penecke in Graz aufbewahrt; die übrigen befinden sich in meinem Privatbesitze.

Tafel X.

Fig. 1. *Hyotherium Soemeringi H. v. M.* Unterkiefer.
„ 2. „ „ „ Linke Unterkieferzahnreihe von oben.

Die Abbildungen sind in natürlicher Grösse gezeichnet. Das Original befindet sich in meinem Privatbesitze.

Zinnwald

und der Zusammenhang des daselbst auftretenden zinnführenden Granites als des tieferen und inneren Theiles einer Eruptionsmasse mit den oberflächlich ergossenen Quarzporphyren.

Von Prof. Dr. **R. Hoernes.**

Nachdem schon A. E. Reuss den innigen Zusammenhang des zinnführenden Greisengranites von Zinnwald und des Porphyres erwähnt, und das Vorhandensein von Gesteinsübergängen behauptet hatte[1]), hat Ed. Reyer in diesem Jahrbuche vor neun Jahren eine sehr ansprechende Erklärung der Verhältnisse von Zinnwald gegeben[2]), welche darauf hinausläuft, dass man es daselbst mit einer einheitlichen Eruptionsmasse zu thun habe, welche in den tieferen und inneren Theilen granitische, in den höheren und äusseren Theilen aber porphyrische Textur besitzt.

Diese Auffassung, welche mit den von Ed. Reyer in seinem „Beitrag zur Physik der Eruptionen und der Eruptivgesteine" vorgetragenen Ansichten über die verschiedenartige Ausbildung der Tiefengesteine und der oberflächlich ergossenen Laven vollkommen übereinstimmt, wurde zwar durch Erörterung der bisherigen Literatur, sowie durch Schilderung der in dem Zinnwalder Bergwerk zu beobachtenden Verhältnisse, nicht aber durch eingehende petrographische Untersuchungen gestützt. Dies ist wohl der Grund, weshalb die Reyer'schen Ausführungen über Zinnwald nicht jene allgemeine Anerkennung gefunden haben, die sie sonst wohl verdient hätten. So eingehend sonst die Reyer'schen Darlegungen sind, und so dankenswerth sich dieselben, abgesehen von dem theoretischen Interesse, welches der Nachweis des Zusammenhanges verschiedener Gesteine als verschieden ausgebildeter Theile einer einheitlichen Eruptionsmasse darbietet, auch in praktischer Beziehung hinsichtlich der Geschichte des erzgebirgischen Zinnbergbaues und der künftigen Aussichten desselben, darstellen, so sehr vermisst man die genauere Beschreibung der petrographischen

---

[1]) Die Umgebung von Teplitz und Bilin. Prag 1840.

[2]) Ueber die erzführenden Tieferuptionen von Zinnwald-Altenberg und über den Zinnbergbau in diesem Gebiete. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, 29. Bd., 1. Heft.

Verhältnisse zumal dort, wo ungewohnte Bezeichnungen, wie „Greisenfelsit“, gebraucht werden oder ganz allgemein von Gesteinsübergängen gesprochen wird. Dieser Mangel der Reyer'schen Darstellung ist im Wesentlichen darin begründet, dass eine genaue, mikroskopische Untersuchung der betreffenden Gesteine, wie es scheint, verschmäht wurde, obwohl erst durch sie das Ergebniss unanfechtbar geworden wäre. Andere Mängel der Reyer'schen Studie, welche ja einen Beweis für die in der „Physik der Eruptionen“ aufgestellte Theorie der Ausbildung der Tieferuptionen liefern sollte, liegen darin, dass Reyer sich die Verhältnisse allzusehr der Theorie entsprechend zurechtlegte und sich nicht auf die thatsächlich vorhandenen Daten beschränkte, sondern zu Hypothesen griff, deren später leicht zu erweisende Unrichtigkeit anscheinend auch die Hauptresultate der Untersuchung zweifelhaft erscheinen liess. In dieser Hinsicht ist es insbesondere bedauerlich, dass Reyer sich veranlasst sah, die Porphyr- und Graniteruptionen von Zinnwald als submarin zu bezeichnen, während dies später leicht als irrthümlich erkannt werden konnte. Ich werde an späterer Stelle zu zeigen haben, dass das Wesentliche der Reyer'schen Ansicht durch das Nichtvorhandensein des angenommenen Meeres nicht berührt wird. Auch die Verhältnisse, welche die Porphyre von Teplitz aufweisen, haben durch Reyer eine nicht vollständige und nicht immer den Thatsachen entsprechende Schilderung erfahren; so hat derselbe z. B. jene taschenartige Ausfüllung des Teplitzer Porphyrs durch cenomanes Conglomerat, dessen Fauna Teller geschildert hat[1]), für einen Gang gehalten, der seine Entstehung und die Rundung seiner Füllbrocken denselben Dislocationen danke, wie die Thermalquellen.

Es kann daher nicht auffallen, wenn Reyer's Darstellungen Widerspruch fanden und insbesondere von A. Stelzner und G. Laube bekämpft wurden.

Ersterer hebt hervor, dass Reyer viele Ungenauigkeiten in petrographischer Beziehung verschuldet, und diejenigen Untersuchungen, welche die secundäre Natur des Greisen ergaben, ausser Acht gelassen habe. „Der Verfasser“, sagt A. Stelzner in seiner Kritik der Reyerschen Studie über die erzführenden Tieferuptionen von Zinnwald, Altenberg[2]), „ist durch Verknüpfung von Beobachtungen und Hypothesen zu einer Darstellung der Entwicklungsgeschichte der in Rede stehenden Eruptionsgebiete und ihrer Erzlagerstätten gelangt, die zwar in vielen Punkten neu ist, aber um Anhänger zu finden, zunächst wohl sorgfältiger hätte begründet werden müssen“. Reyer hat diesem Vorwurfe gegenüber in seinem Werke über Zinn[3]) erklärt, dass Stelzner wohl Zweifel aber keine Beweise gegen seine Theorie vorgebracht habe, dass er in Folge dessen an derselben festhalten könne.

Sehr entschieden hat Laube im zweiten Theile seiner Geologie des böhmischen Erzgebirges[4]) die Reyer'schen Ansichten über Zinnwald bekämpft; die Ausführungen Laube's, pag. 214 bis 229, sind

[1]) Ueber neue Rudisten aus der böhmischen Kreideformation Sitzungsber. d. k. k. Akad. d. Wissensch. Wien 1877, 75. Bd.

[2]) Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1879, pag. 915.

[3]) Zinn, eine geolog.-montan.-histor. Monographie. 1881.

[4]) Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen. 1887, 6. Bd., Nr. 4.

es, welche die vorliegende Mittheilung veranlasst haben, in welcher ich meine unmassgebliche Meinung dahin aussprechen möchte, dass die Reyer'sche Theorie allein eine befriedigende Erklärung der Verhältnisse von Zinnwald zu liefern im Stande ist. Ich habe diese Ueberzeugung gewonnen bei dem wiederholten Besuche von Zinnwald, obwohl ich daselbst kaum eine Beobachtung zu machen im Stande war, welche eine Erweiterung der bereits bekannten Darstellungen des geologischen Sachverhaltes ergeben hätte; insbesondere aber auch bei der genaueren Untersuchung der mitgebrachten Gesteine. Die letztere erstreckte sich auch auf eine grössere Zahl von Porphyrstücken aus der näheren und ferneren Umgebung von Teplitz, welche ich theils selbst an Ort und Stelle gesammelt, theils von Herrn Prof. Dr. G. Laube, von Herrn Prof. E. Suess und von Herrn Lehrer Fassl in Teplitz erhalten hatte.

Ich machte dabei die Wahrnehmung, dass trotz der ziemlich eingehenden Schilderung, welche die Teplitzer Porphyre durch weiland Prof. E. Bořicky erfahren haben[1]), noch so manche Einzelheiten einer weiteren Untersuchung bedürfen, die freilich von berufenerer Seite wird ausgeführt werden müssen, zumal es sich theilweise um Fragen handelt, welche auch für einen erfahrenen Petrographen nicht leicht zu beantworten sein werden und an deren Lösung ich mich daher wohl kaum heranwagen darf. So finden sich in gewissen Teplitzer Porphyren (z. B. in einem Handstücke, welches aus einem Brunnen bei der Villa Oesterreicher stammt, ferner bei einem Stück aus dem Turner-Park bei Teplitz) in Dünnschliffen neben den bisher als Gemengtheilen bekannten Orthoklasen und Plagioklasen Durchschnitte von Feldspathen, welche entweder als Mikroperthit oder als Mikroklin zu betrachten sein dürften. Es sind dies rechtwinklige Durchschnitte, welche theils eine Zusammensetzung von zahlreichen, spindelförmigen Individuen zeigen, die ausserordentliche Aehnlichkeit mit dem von Becke geschilderten Mikroperthit[2]) besitzen, theils eine gitterförmige Structur aufweisen, wie sie sonst als für Mikroklin charakteristisch betrachtet wird. Bořicky hat das Vorkommen von Mikroklin in manchen böhmischen Quarzporphyren, allerdings nicht in jenen von Teplitz, angegeben[3]), von anderer Seite wird das Vorkommen von Mikroklin in Quarzporphyren überhaupt bestritten[4]) oder doch wenigstens als sehr selten angegeben[5]), so dass ich in einer so heiklen Frage mich umsomehr der Aeusserung einer eigenen Ansicht enthalte, als die betreffenden Feldspathe bereits so sehr durch Zersetzung getrübt sind, dass die sichere Bestimmung auch Jenen Schwierigkeiten machen dürfte, welche mit derartigen Untersuchungen mehr vertraut sind.

Von grösserem Interesse sind übrigens für die Erörterung der geologischen Beziehungen die ausgedehnten Schwankungen in Hinsicht

---

[1]) Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens von weil. Dr. Em. Bořicky, beendet von Jos. Klvaňa, I. Quarzporphyre und Quarzporphyrite. Archiv d. naturw. Landesdurchf. von Böhmen. 1882, 4. Bd., Nr. 4.

[2]) Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's mineral. u. petrogr. Mitth. 1882, pag. 189.

[3]) Vergl. pag. 21 u. 23, pag. 60, pag. 65, pag. 74 am oben angegebenen Orte.

[4]) Kalkowsky, Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886, pag. 69.

[5]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiogr. Stuttgart 1885, 2. Aufl., 1. Bd., pag. 524.

der Ausbildung der Grundmasse, welche die Teplitzer Porphyre wahrnehmen lassen und welche sich auch bei Bořicky bereits angegeben finden, nur dass es bei der Anordnung des Stoffes in seinem Werke, welche die Quarzporphyre nach der Mikrostructur ihrer Grundmasse in verschiedene Abtheilungen zerreisst, nicht so leicht ist, einen Ueberblick über diese Mannigfaltigkeit der Ausbildung zu gewinnen. Es kommen in den Teplitzer Porphyren bei vorherrschend felsitischer Entwicklung der Grundmasse auch glasige Reste derselben (und zwar in etwas ausgedehnterer Weise, als dies nach Bořicky's Darstellung angenommen werden sollte), sowie auch mikrogranitische Entwicklungen vor, welch letztere allerdings nur stellenweise auftreten. Solche Partien wurden sowohl von Bořicky (vergl. l. c. pag. 98), als von Laube (vergl. Geologie des Erzgebirges, II, pag. 213) beschrieben. Es scheint mir unmöglich, die Quarzporphyre der Gegend von Teplitz geologisch von den „Granitporphyren“ Bořicky's zu trennen, und ich möchte unbedingt jene Auffassung, welche Prof. Laube noch im Jahre 1884 vertreten hat, dass beide Gesteine, welche er jetzt so scharf trennen will, nur Modificationen eines und desselben Porphyrs sind, für die allein berechtigte halten. Ich kann mir nicht versagen, aus der bezüglichen Darstellung Laube's[1]) der beiden grossen Porphyrdurchbrüche des östlichen Erzgebirges, des mächtigeren zwischen dem Mückenberg und dem Stürmer gelegenen östlichen und des zweiten schmäleren Wieselsteinzuges die auf die Gesteinsbeschaffenheit bezügliche Stelle wörtlich anzuführen.

„Das Gestein ist ein normaler Quarzporphyr, aber in einigen sehr bemerkenswerthen Varietäten. Die Masse des grossen Durchbruches besteht aus einem sehr gleichbleibenden mittelkörnigen Gestein, die Apophyse auf dem Gebirgskamm von Obergraupen ist jedoch ein ganz feinkörniges felsitisches Gestein, in dem man mit freiem Auge kaum Bestandtheile wahrnehmen kann. Mehr an der östlichen Seite jedoch, im Porphyrkörper selbst, tritt ein grobkörniger, durch grosse, oft lebhaft roth gefärbte Orthoklaskrystalle ausgezeichneter Mikrogranit auf, welcher aus Sachsen, aus der Gegend von Geising kommend, östlich von Vorderzinnwald an dem Siebengiebler Jägerhaus über den Raubschlossberg hereintritt und bis an den Fuss des Gebirges verfolgt werden kann. Cotta hat das Gestein zuerst als Syenitporphyr bezeichnet, auch Jokély hat es als jüngeres Gestein unter diesem Namen aufgefasst. Es scheint mir aber doch angesichts der vielen Uebergänge in den gewöhnlichen Porphyr, sowie des Umstandes, dass man mitten im gewöhnlichen Porphyr Partien antrifft, welche ganz dem Mikrogranit entsprechen, dass dieses grobkörnige Gestein nur eine Modification desselben Porphyrs ist. Endlich ist noch der an der Westgrenze des Durchbruches vorkommende Fleckporphyr zu erwähnen, welcher am Hirschberg oberhalb Niklasberg entsteht und in mattem, grauen oder braunen Grunde lichtgrüne oder ölgraue Flecken enthält. Bei Klostergrab ist der Orthoklas und die Grundmasse des Porphyrs ganz kaolinisirt.

[1]) Geologische Excursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens. Leipzig 1884, pag. 28.

Obwohl der schmälere (Wieselsteinzug) vorwiegend grobkörnige Gesteine führt, aus welchen auch die Masse des Wieselsteines besteht, fehlen auch hier Porphyre von mittelkleinkörniger Ausbildung nicht, und da sie namentlich in der Peripherie der Gangmasse vorkommen, scheint meine oben angeführte Ansicht über die Natur der grobkörnigen Porphyre hierdurch unterstützt zu werden."

Diese Ausführung Laube's halte ich auch heute noch für vollkommen richtig, obwohl er sie selbst im zweiten Theile der Geologie des böhmischen Erzgebirges der willkürlichen Unterscheidung des Granitporphyrs und des Quarzporphys zu Liebe aufgegeben hat. Die Gesteine des Wieselsteinzuges habe ich nicht untersucht, von den Porphyren des grösseren östlichen Zuges aber habe ich eine grössere Reihe von verschiedenen Fundorten (Siebengiebler Försterhaus, Zinnwald, und zwar aus dem unmittelbar Hangenden der Greisenmasse von der Christi Geburts-Zeche, Niklasberg, Jüdendorf und zahlreiche Stellen von Teplitz-Schönau und Umgebung) in Dünnschliffen untersucht und gefunden, dass sich alle möglichen Uebergänge von der mikrogranitischen bis zur felsitischen Ausbildung der Grundmasse finden. Von dem westlichen Porphyrzuge, der sich in der Gegend von Dippoldiswalde von dem Hauptzuge abtrennt, gilt wohl das Gleiche, wenigstens beschreibt Bořicky ausser den Granitporphyren dieses Zuges (Porphyrgesteine, pag. 62) auch ein eigenthümliches Gestein von dem Thore des Lichtenwalder Revieres im Fleygrunde, welches zwar als Granitporphyr bezeichnet wird (l. c. pag. 63), dessen Grundmasse aber bei näherer Betrachtung sich als fast dicht, graugrün gesprenkelt erweist, und unter dem Mikroskope eine eigenthümliche Structur zeigt, durch welche sie den Radiolithporphyren nahe kommt. Sie wird hauptsächlich aus überwiegenden Feldspathkörnchen und spärlicheren Quarzindividuen zusammengesetzt. Aber die unregelmässigen Feldspathkörnchen erscheinen als feine Radiolithe, die von sphärolithischen Quarzstaub durchdrungen sind, welcher sich oft strahlenförmig zusammenzureihen pflegt. Diese Radiolithe bilden um die spärlichen, porphyrischen Quarzkörner regelmässige Säume, welche (mit dem Quarz) gleichzeitig dunkel werden; daraus kann man urtheilen, dass jener sphärolithische Quarz, der die Feldspathradiolithe als feiner Staub durchdringt, mit dem eingeschlossenen Quarz gleich orientirt ist. Nebstdem zeigen sich in der Grundmasse stellenweise auch Streifen mit felsitisch-körniger Structur. Es ist mir nicht recht klar, weshalb dieses Gestein von Bořicky dem Granitporphyr zugerechnet wird, übrigens beschreibt derselbe weiterhin (l. c. pag. 93) auch Felsitporphyr aus dem kurzen Grund zwischen Osseg und Oberleitensdorf, so dass der Wieselsteinzug wohl eben dieselben Schwankungen in der Structur der Grundmasse aufweisen wird, wie der mächtigere östliche Zug.

Ich möchte ferner daran erinnern, dass Laube, und zwar meiner Ansicht nach mit vollem Rechte die eigenthümlich ausgebildeten randlichen Partien und Apophysen dieses östlichen Hauptzuges trotz ihrer etwas abweichenden Ausbildung dennoch für geologisch ident mit dem Quarzporphyr erklärt, so den „bunten Porphyr" von Niklasberg (Jokély's grüner Porphyr), dessen Grundmasse eine pechsteinartige Ausbildung gehabt haben und sich später umgewandelt haben dürfte (Geologie des

Erzgebirges, II, pag. 12), und den „flaserigen Vitrophyr vom Zechenhau bei Niklasberg“, welcher an der Strasse von Kalkofen nach dem Kostener Jägerhaus eine kleine Einlagerung im Quarzporphyr bildet (l. c. pag. 13). Diese stellenweise eintretenden Modificationen in der Ausbildung der Grundmasse sind gewiss nur den local verschiedenen Bedingungen der Erstarrung eines und desselben Magmas zuzuschreiben, nicht aber auf verschiedene Eruptionen zurückzuführen. Bořicky hält den grünen Porphyr von Niklasberg für älter als den Felsitporphyr, der ihn überlagert (während Laube sie für gleich alt erklärt und den allmählichen Uebergang eines Gesteins in das andere schildert); und für noch jünger als den letzteren den Granitporphyr (Syenitporphyr), welcher das jüngste Porphyrgestein des nordöstlichen Erzgebirges darstelle (Porphyrgesteine, pag. 158). Er folgt in dieser zeitlichen Gliederung hauptsächlich den Ausführungen Jokély's [1], welchen auch Laube in Betreff der Trennung des Felsitporphyrs und Granitporphyrs (Syenitporphyrs) beipflichtet.

Auf eine wesentliche Verschiedenheit in den Ansichten Jokély's und Laube's in Betreff des relativen Alters des Greisenstockes von Zinnwald und des Granitporphyrs werden wir später zurückzukommen haben, beide stimmen jedoch darin überein, dass sie als verschiedenartige, nicht durch Uebergänge verbundene und zu verschiedenen Zeiten emporgedrungene Gesteine zu betrachten seien.

Es sei gestattet, in der nachfolgenden Erörterung den Meinungsdifferenzen zwischen Laube und Reyer Schritt für Schritt zu folgen, indem wir die von ersterem im zweiten Theile der „Geologie des böhmischen Erzgebirges“ gegebene Darstellung des Porphyrgebirges und des zinnsteinführenden Greissenstockes von Zinnwald etwas näher betrachten.

Laube gibt zunächst (pag. 201—204) eine orographische Skizze über das Porphyrgebiet des östlichen Erzgebirges, in welcher er mit Recht bemerkt, dass selbst ein geübtes Auge nicht im Stande ist, das Porphyrgebiet vom Gneissgebirge landschaftlich zu unterscheiden. Hierzu mag nach Laube die dichte Waldung viel beitragen, welche das Gebirge gleichmässig überdeckt, anderntheils wohl auch die lange Wirkung der Erosion und Abrasion so ausgleichend gewaltet haben, dass das Gebirge nun trotz seiner genetischen Verschiedenheit so gleichförmig gestaltet ist. Diese Verhältnisse machen auch die genaue Abgrenzung des Porphyrgebietes und das genauere Studium desselben schwierig.

In der pag. 204 und folgende gegebenen Erörterung der geologischen Verhältnisse des Porphyrgebirges bespricht Laube zuerst den Porphyr zwischen Niklasberg und Graupen, schildert den interessanten Aufschluss, welchen die Dux-Prager-Bahn westlich vom Bahnhofe Klostergrab geschaffen hat, in welchem Aufschlusse man die Ueberlagerung des Gneisses durch Porphyr wahrnimmt, erörtert ferner das Verhältniss des bunten Porphyrs von Niklasberg (Jokély's grünen Porphyrs) als eines Randgebildes zum Quarzporphyr. Wie Laube hervorhebt, sind auf der westlichen Seite des Porphyrzuges solche Randgebilde, zu

[1]) Das Erzgebirge im Leitmeritzer Kreise. Dieses Jahrb. 1857, 8. Bd., pag. 49.

welchen auch die Vitrophyreinlagerung im Quarzporphyr vom Zechenhau gehört, mehrfach nachgewiesen, während die östliche Grenze des Porphyrs viel weniger Gelegenheit zu Beobachtungen über das Zusammentreffen der Gesteine darbietet. Laube sagt hier (pag. 206) wörtlich: „Die östliche Grenze des Porphyrs ist bei weitem weniger klar entwickelt. Jokély theilt mit, man habe bei Versuchsbauen am Hüttenberg den Gneiss unter dem Porphyr angetroffen [1]), dasselbe soll am Hungerkasten östlich von Siebengiebel der Fall gewesen sein. Aus welcher Quelle er diese Angabe schöpfte, ist nicht angegeben. Das lässt wohl annehmen, dass auch hier der Porphyr über seine Gangwand trat und sich deckenförmig ausbreitete, wie dies an mehreren anderen Stellen in Sachsen nachgewiesen ist; es kann aber auch sein, dass der angefahrene Gneiss nur eine Scholle im Porphyr ist, auch davon hat man in Sachsen verwandte Fälle kennen gelernt Jedenfalls sprechen die ausserordentlich verwickelten Verhältnisse am Preisselberge, nicht minder die häufig im Porphyr anzutreffenden Gneisseinschlüsse nicht so sehr für das erstere als für das letztere. Die Grenzverhältnisse dieser Seite werden noch weiter durch den Hinzutritt eines Granitporphyrganges verwickelt, daher sie erst bei der Beschreibung desselben eingehender behandelt werden können.“ Wir werden jedoch weiterhin sehen, dass auch diese in Aussicht gestellte eingehendere Behandlung bei Erörterung des Granitporphyrganges auf pag. 210 u. f. keineswegs ein klares Bild über das Verhältniss von Porphyr und Granitporphyr auf der Ostseite des Porphyrzuges, insbesondere, was die uns speciell interessirende nächste Umgebung von Zinnwald anlangt, darbieten.

Laube fährt weiter auf pag. 206 (und an dieser Stelle allein scheint er einmal ausnahmsweise mit Reyer einverstanden) fort: „Vom Innern des Porphyrkörpers, von den Verhältnissen auf der südlichen Gebirgsseite lässt sich nur wenig mittheilen. „„In diesen Waldgehängen, bezüglich Waldhochlanden““, so schreibt, um einmal einen anderen Gewährsmann anzuführen, Herr Reyer [2]), von diesem Gebiete, „„sind nun leider die Aufschlüsse sehr spärlich. Bewaldeten Lehmboden trifft man immer und immer wieder; auf anstehendes Gestein trifft man tagelang nicht.““ Nicht einmal seiner „Schlieren“ konnte Herr Reyer ansichtig werden.“

Auf pag. 207 und 208 erörtert sodann Laube die Absonderung des Porphyrs in rhomboidische Prismen, sowie die Spuren von Bruchlinien: auf pag. 208—210 findet sich eine gedrängte Schilderung der Porphyrhügel von Teplitz, in welcher für uns erstlich der behauptete Zusammenhang der einzelnen Porphyrhügel untereinander, sowie mit dem erzgebirgischen Porphyr und sodann die Uebereinstimmung der Klüftung und Absonderung der Teplitzer Porphyre und des erzgebirgischen Porphyres von Interesse ist, obwohl ja Niemand an dem unmittelbaren auch bei der Sondirung der Braunkohlenablagerungen dargelegten Zusammenhange der beiden Porphyrmassen zweifeln wird.

Auf pag. 210 beginnt die Schilderung der geologischen Verhältnisse, unter welchen der Granitporphyr auftritt. Ich kann nach eingehendem

[1]) Das Erzgebirge im Leitmeritzer Kreise. Dieses Jahrb. 1858, 9. Bd., pag. 564.
[2]) Erzführende Tiefeneruptionen aus Zinnwald-Altenberg. Dieses Jahrbuch. 1879, 29. Bd., pag. 6.

Studium derselben nicht finden, dass sie entscheidende Beweise gegen Reyer'sche Ansicht enthält — dass petrographisch der Schnitt zwischen Granitporphyr und Quarzporphyr nur künstlich möglich ist und nicht auf den Verhältnissen in der Natur beruht, darauf wurde bereits oben hingewiesen. Aber auch die geologischen Verhältnisse sprechen nicht sehr für die von Laube behauptete selbstständige Rolle des angeblich jüngeren Granitporphyrs dem Quarzporphyr gegenüber. Die Lagerungsverhältnisse sind nur an wenigen Stellen aufgeschlossen und die Deutung dieser wenigen Stellen keineswegs einfach, so insbesondere an dem durch Laube und Reyer geschilderten (von mir leider nicht besuchten) Preisselberge.

Nach Laube's Darstellung (welche im wesentlichen an die Jokély'sche sich anschliesst) folgt ein mächtiger Granitporphyrgang dem östlichen Salband des Quarzporphyrs, und tritt zwischen diesem und dem Gneiss hindurch, so dass beide Porphyrkörper neben einander verlaufen: „Aus dem Geisinger Grund, welcher in seinem obersten Theil darin ausgewaschen ist, streicht das Gestein südwärts an die böhmische Grenze und überschreitet sie westlich zwischen Hinter- und Vorder-Zinnwald, östlich in Voitsdorf bei der Strassenkreuzung nach Fürstenau und Müglitz, wo überhaupt der Porphyr über die Grenze tritt. Im Hangenden des Greisenstockes von Zinnwald finden sich die Reste einer deckenförmigen Auflagerung von Granitporphyr, deren Zusammenhang mit dem ganz nahe vorbeistreichenden Hauptzuge nicht zu sehen, aber leicht ergänzt werden kann. Es rührt diese Decke entweder von einer in den Porphyr einsetzenden, den Greisen berührenden Apophyse her, oder die Grenze des Granitporphyres selbst rückt diesem näher, ungefähr wie dies auch zwischen Altenberg und Geising der Fall ist. Ueberhaupt lässt sich, wie schon oben angedeutet wurde, auf der Nordseite des böhmischen Porphyrgebirges von der Ziehung fester Gesteinsgrenzen nicht sprechen."

Diese Unmöglichkeit, die Gesteinsgrenzen scharf zu bestimmen, hängt eben mit der Unzulänglichkeit der Aufschlüsse, welche insbesondere durch die starke Waldbedeckung bedingt wird, zusammen. Wir ersehen hier insbesondere, dass keine Beobachtung der Lagerungsverhältnisse vorliegt, welche die weiteren Ausführungen Laube's über die Beziehungen der im Hangenden des Greisenstockes von Zinnwald auftretenden „Granitporphyrdecke" unterstützen würde. Auch die folgende im wesentlichen auf die Angaben Jokély's sich stützende Darstellung der Abgrenzung des Granitporphyrzuges gegen den Quarzporphyr ist keineswegs durch Beobachtung in ausreichendem Masse beglaubigt, wie aus den eigenen Worten Laube's hervorgeht:

„Auf der Strecke von Geising über Fürstenau nach der Landesgrenze hat der Granitporphyr eine südöstliche Richtung angenommen. In Folge dessen wird der Quarzporphyr nordöstlich von Hinter- und Vorder-Zinnwald auf dieser Strecke von jenem abgeschnitten. Dies geschieht auf einer Linie, welche mit einigen welligen Ausbuchtungen bei den westlichsten Häusern von Vorder-Zinnwald gegen den Wildzaun nördlich vom Siebengiebel, westlich vom Kahlenberg gegen den Kamm verläuft. Ebenso läuft die Gesteinsgrenze von Osten her unter

den Kahlberg herüber. Der nun in seiner Mächtigkeit durch den südlich vorliegenden Quarzporphyr abgeschnittene Granitporphyr greift mit zwei Süd streichenden Apophysen in ersteren ein. Die eine geht von der Westseite des Kahlenberges gerade auf das Raubschloss und von hier hinab bis Jüdendorf am Fusse des Gebirges Nach Jokély's Beobachtung würde sich dieser Gang unter dem Raubschloss in ein westliches und östliches Trum spalten, welche sich jedoch im Süden wieder schaaren und so eine Quarzporphyrscholle umschliessen. Dieses lässt sich gegenwärtig aus örtlichen Gründen nicht controliren. Die östliche Apophyse ist kürzer und minder mächtig, sie hält sich an der Grenze des Quarzporphyrs gegen den Gneiss und streicht in dieser Gegend über den Preisselberg nordwestlich, von Obergraupen südwärts, ohne jedoch den Fuss des Gebirges zu erreichen. Als eine Fortsetzung der ersteren Apophyse ist wohl der Granitporphyr anzusehen, welcher auf dem Sandberge, östlich von der Stephanshöhe bei Schönau, in der Teplitzer Porphyrkuppe aufsetzt."

Ich möchte den Beobachtungen Jokély's, auf welche sich diese Darstellung der Abgrenzung des Granitporphyrs und seiner angeblichen Apophysen hauptsächlich stützt, sowie auch den eigenen Beobachtungen Laube's nicht zu nahe treten, — da aber die Unterscheidung des Quarzporphyrs und Granitporphyrs Bořicky's lediglich auf der mikroskopischen Untersuchung der Grundmasse der betreffenden Gesteine beruht, möchte ich die Vermuthung aussprechen, dass diese Abgrenzung keineswegs einer thatsächlich vorkommenden Gesteinsscheide entspricht.

Laube fährt (auf S. 211) fort: „Ich habe mich eine Zeit lang der Ansicht zugeneigt, dass der Granitporphyr nur eine Modification des Quarzporphyrs sei.[1]) Hierbei habe ich allerdings den an gehöriger Stelle (pag. 8) mitgetheilten petrographischen wie den geologischen Verhältnissen nicht volle Rechnung getragen. Muss schon der Wieselsteinzug einer solchen Ansicht widersprechen, so ergibt sich auch aus dem Auftreten des Gesteins an dieser Stelle, dass man es mit einem vom Quarzporphyr verschiedenen zu thun hat, und dass die auch von Jokély vertretene Ansicht, es sei letzterer als das durchsetzte, auch das ältere Gestein anzusehen, vollkommen richtig ist. Wenn hierfür die Verhältnisse des westlichen Ganges keine günstigen Anhaltspunkte bieten, so sind namentlich die Aufschlüsse in der Pinge auf dem Preisselberge darnach angethan, hierüber zu belehren. Leider ist dieser Ort gegenwärtig nur sehr schwer zugänglich, da man schon längst aufgehört hat, das dort anstehende Gestein zur Aufbereitung der darin vorkommenden Zinnerze abzubauen."

Ich habe es leider bei meinem Besuche des Erzgebirges versäumt, der Preisselberger Pinge, deren Verhältnisse von Laube und Reyer so verschieden gedeutet werden, einen Besuch zu machen; Ursache dieser Unterlassungssünde, deren Tragweite mir damals, als ich nicht im Entferntesten daran dachte, über erzgebirgische Verhältnisse zu schreiben, wenig Gewissensbisse machte, war eine Stelle in

[1]) Diese Ansicht ist, wie oben bereits erörtert, in Laube's geologischen Excursionen im böhmischen Thermalgebiete vorgetragen und mit überzeugenden Gründen gestützt worden.

Laube's „Geologischen Excursionen im Thermalgebiete des nordwestlichen Böhmens" auf pag. 53, welche dahin lautet, dass man in dem längst verlassenen Bruche kaum etwas Lohnendes zu sehen bekomme, und welche für mich umso entscheidender war, als ich die angezogene Schrift als einen ausgezeichneten Führer, der mich an keiner Stelle im Stiche gelassen, bei zahlreichen Excursionen zu erproben Gelegenheit gehabt hatte. Ich muss mich daher heute darauf beschränken, die widersprechenden Ansichten Laube's und Reyer's über die Verhältnisse der Preisselberger Pinge gegenüberzustellen und vermuthungsweise meine eigene Meinung über dieselben zu äussern.

Laube beschränkt sich, nachdem er 1864 eine ausführlichere Darstellung gegeben hatte [1]), im zweiten Theile der Geologie des Erzgebirges hinsichtlich der geologischen Verhältnisse des strittigen Punktes auf wenige Worte:

„Der Preisselberg war schon in alter Zeit zur Gewinnung von Zinnerzen durch einen Tagbau aufgeschlossen, 1862 wurde dieser wieder belegt, zu jener Zeit sah man an einer 7—8 Meter hohen Wand:

1. Unter dem Abraum einen Granitporphyr mit blassröthlicher Grundmasse und nicht scharf ausgebildeten Orthoklasen, darunter

2. eine graue quarz- und glimmerreiche Masse von ersterem durchsetzt im Liegenden

3. Felsitporphyr mit vielen Gneisstrümmern, endlich

4. Granitporphyr vom Aussehen des Geisinger Gesteines, welcher durch Apophysen mit dem im Hangenden (1) verbunden ist.

Es zeigt sich somit, dass der Granitporphyr das jüngere, den Quarzporphyr durchsetzende Gestein ist."

Laube citirt sodann die Ausführungen Reyer's, jedoch in unvollständiger Weise und knüpft daran einen mir nicht ganz gerechtfertigt erscheinenden Vorwurf betreffs der Wiedergabe seiner (Laube's) Darstellung:

„Herr Reyer führt meine, 1864 im Jahrbuche der geologischen Reichsanstalt, pag. 165, abgedruckte Mittheilung über die Verhältnisse am Preisselberg, auf welche Cotta zuerst aufmerksam gemacht und die ich damals zuerst genau beschrieben habe, an, unterschiebt mir aber willkürlich Ausdrücke, die ich gar nicht brauchte. Ich habe nicht von einer Decke von Quarzporphyr, sondern ausdrücklich von einer mit dem im Liegenden auftretenden Granitporphyr zusammenhängenden Decke, und an keiner Stelle von Greisenfelsit gesprochen, wohl aber von einer greisenähnlichen Lage, wie übrigens derartige im Granitporphyr auch anderwärts häufig sind. Auch habe ich nichts davon gesagt, dass letztere mit einigen Apophysen in den oberen, wohl aber, dass letzteres das greisenartige Gestein gangartig, beide zusammen aber den zinnsteinführenden Quarzporphyr durchsetzen."

Dem gegenüber sei der Eingang der Besprechung der Preisselberger Pinge bei Reyer [2]) wörtlich angeführt.

---

[1]) Mittheilungen über die Erzlagerstätten von Graupen in Böhmen. Dieses Jahrbuch. 1864, pag. 159.

[2]) Ueber die erzführenden Tieferuptionen von Zinnwald etc., pag. 29.

„Leider ist eine Abgrenzung der Gesteine in diesem überwaldeten und aufschlusslosen Gebiete unmöglich. Nur die Preisselberger Pinge gewährt Einblick in die Beziehung dieser verwickelten Eruptivmassen zu einander."

„v. Cotta hat zuerst auf die merkwürdigen Breccien von Syenitporphyr, zinnführendem Felsit- und Gneissbrocken an diesem Orte hingewiesen und Laube beschreibt neuerdings die bezüglichen Thatsachen. Er beobachtete an einer der Pingenwände folgende Gesteine übereinander: Syenitporphyr mit wenig Quarz und grossen Orthoklasen, darüber zinnführenden Porphyr mit Gneissbrocken, ferner Greisenporphyr, endlich zu oberst gemeiner Quarzporphyr, in welchen der untenliegende Greisenporphyr mit einigen Apophysen eingreift. Das Erz kommt nur im Greisenporphyr in Nestern vor (begleitet von Quarz, Glimmer etc.)."

Die weiteren Ausführungen Reyer's beziehen sich auf die Darstellung seiner eigenen Beobachtungen durch Karte und Profil — es ist sonach allerdings Reyer's Wiedergabe der Laube'schen Beobachtungen ungenau, aber auch Laube's Bemänglung dieser Wiedergabe enthält Unrichtiges, so hat Reyer in derselben nirgends die Bezeichnung „Greisenfelsit" gebraucht, sondern wendet diesen allerdings recht unpassenden, ja geradezu unverständlichen Namen nur in seiner eigenen Darstellung bei Erklärung der Karte und des Profiles an.

Reyer sagt hier Folgendes:

„Im NW. unseres Kärtchens herrscht Quarzporphyr und Granitporphyr. Im NO. des Pingengebietes wechsellagert Granitporphyr und Syenitporphyr mit rauchschwarzem Greisenfelsit. Viele Gneissbrocken finden sich in diesem Gesteine eingeschlossen. Diese Einschlüsse haben stellenweise im Contact oder wohl auch in ihrem ganzen Körper eine Metamorphose erlitten; die Schichtung ist verlöscht und die schwarzen glimmerigen Brocken sehen dann einem glimmerreichen, dunklen Porphyr ähnlich."

„Im Blocke *a* wiederholt sich ein mehrfacher Wechsel horizontaler Lagen von Granitporphyr, Felsitporphyr und Greisenfelsit, welche miteinander durch Uebergänge verbunden sind. Man sieht recht deutlich, wie der Abbau sich auf den zinnführenden Greisenfelsit geworfen hat, während die erzleeren Porphyre mit ihren grossen Feldspathen verschont blieben."

„Dieselbe Wechsellagerung wiederholt sich im S. vom Blocke *a*. Man sieht an dem im Profile dargestellten Orte diese Eruptivmassen schief unter dem Schiefer hervortreten. Der Abbau hat hier einen Theil der erzführenden Gesteine beseitigt und man steht in einer Höhle, deren abhängiges Dach vom durchbrochenen Schiefer gebildet wird. Noch weiter südlich trifft man im Walde versteckt zwei Kluftabbaue, welche NO. und NNO. streichen und etwa 1 Meter breit sind. Steigt man in diese Klüfte hinab, so sieht man, dass hier seinerzeit zwei erzführende Felsitgänge verfolgt wurden. Das durchbrochene Gestein ist in beiden Fällen Schiefer. Der nördliche Gang fällt 80° SO und zertheilt sich an einer Stelle in der Tiefe der Kluft in zwei Arme."

Diese Erscheinungen, welche das Profil vorführt, lassen wohl nur eine Deutung zu:

„Im Gebiete der Preisselberger Pinge sind Porphyrgesteine emporgebrochen und zum Ergusse gekommen. Dieser Erguss bestand in seinen westlichen und oberen Theilen aus Quarzporphyr, im Gebiete der Pingen aber aus einer schlierigen Wechsellagerung von Granitporphyr und zinnführenden Greisenporphyr."

Diese Darstellung Reyer's schildert hochinteressante Verhältnisse und erweitert insbesondere durch die in Karte und Profil zur Ansicht gebrachte Ueberlagerung der Eruptivgesteine durch Gneiss, sowie die eigenthümliche Verquickung der ersteren, ganz wesentlich jenes Bild, welches Laube's Schilderung 1864 gegeben hatte. — Leider fehlt die Charakterisirung dessen, was Reyer unter Granitporphyr, Syenitporphyr, Greisenfelsit verstanden hat, und ebenso vermisst man die petrographische Erörterung der angeblich beobachteten Uebergänge. Freilich wäre es Aufgabe Laube's gewesen, die bezüglichen Ausführungen Reyer's durch petrographische Untersuchung der in der Preisselberger Pinge anstehenden Gesteine zu bestätigen oder zu widerlegen. Laube aber beschränkt sich (Geologie des Erzgebirges, II, pag. 212) auf folgende Bemerkungen:

„Meine weiteren Einwendungen gegen Herrn Reyer's Ansichten bezüglich der Zinnsteinführung werde ich an anderer Stelle vorbringen. Vorläufig begnüge ich mich hier dagegen zu sprechen, dass der Granitporphyr gleichzeitig mit dem Quarzporphyr entstanden sein soll. Wäre dies der Fall, dann würde ja eben jene gangförmige Lagerung des einen Gesteins im anderen nicht möglich sein. Wäre dies der Fall, so würden beide Gesteine nicht scharf petrographisch getrennt sein. Nun schreibt freilich Herr Reyer von Uebergängen, die er an einem Block, an welchem mehrfache Lagen von Granitporphyr, Felsitporphyr und Greisenfelsit vorkommen, beobachtet haben will; aber hat er sich auch durch das Mikroskop hiervon überzeugen lassen?"

Es wäre wohl auch Aufgabe Laube's gewesen, die von Reyer behaupteten Gesteinsübergänge auf dem Wege der mikroskopischen Untersuchung zu prüfen, wenn anders, was ich freilich nicht beurtheilen kann, hierfür noch ausreichendes Material zu erhalten gewesen wäre, was aber allerdings nach Reyer's Schilderung der Oertlichkeit vermuthet werden darf. Es wäre dies meiner unmassgeblichen Meinung um so mehr Aufgabe desjenigen gewesen, der durch eine monographische Schilderung eine zusammenfassende und abschliessende Darstellung des österreichischen Erzgebirges zu geben beabsichtigte, als er ja selbst das Vorhandensein eines eigenthümlichen Ineinandergreifens verschiedener Gesteinsarten von dieser Stelle schon früher beschrieben hatte. — Ob in der Pinge von Preisselberg wirklich Uebergänge von Quarzporphyr und dem sogenannten Granitporphyr, den ich nur als Modification des ersteren mit etwas stärker individualisirter Grundmasse anerkennen kann, vorkommen, darüber kann nur die mikroskopische Untersuchung entscheiden. Noch wichtiger aber als die Lösung dieser Frage, schiene mir die Untersuchung der „greisenähnlichen Lage, wie übrigens derartige im Granitporphyr auch anderwärts häufig sind". Sollte hier im Granitporphyr wirklicher Greisen oder nur ein täuschend ähnliches Gestein vorkommen? Die Beantwortung dieser Frage wäre ausschlaggebend für die Beurtheilung des

Verhältnisses zwischen Granitporphyr und Greisen und ich bedauere deshalb lebhaft, dass diese „greisenähnliche Lage“, wie derartige nach Laube's eigenen Worten auch anderwärts im Granitporphyr häufig sind, nicht zum Gegenstand einer näheren Untersuchung gemacht wurde.

Laube bemerkt ferner über die Unterscheidung von Granit- und Quarzporphyr:

„Es kommen im Wieselsteinzuge Gesteine vor, die man nach ihrem Aussehen unbedingt für Quarzporphyre halten möchte und doch ist ihre scheinbar homogene Grundmasse deutlich und oft sogar ziemlich grosskörnig gemengt. Eben diese Erfahrungen haben mich bestimmt, meine ursprüngliche Ansicht, darin ich mit älteren Gewährsmännern übereinstimme, wieder aufzunehmen. Eine Thatsache ist hierfür sehr lehrreich. Im Teplitzer Porphyr kommen Flasern vor, welche in einer dunklen reichlichen Grundmasse grosse einzelne Orthoklase enthalten. Die Grundmasse ähnelt der des Geisinger Granitporphyrs ausserordentlich. Bei einer Brunnengrabung im Hause „zum Elysium“, fanden sich eine oder mehrere derartige Flasern, welche zum Theil ganz feldspathfrei vermöge ihrer dunklen Farbe wie Melaphyreinschlüsse im Porphyr aussahen. Freilich kamen aber auch dann die rothen Orthoklase darin zum Vorschein: nun konnte man das Ganze für einen Einschluss von Granitporphyr halten. Ein Dünnschliff aber zeigte, dass die dunkle Masse nur durch besonderen Glimmerreichthum ausgezeichnet, mit einer Granitporphyrgrundmasse nicht zu verwechseln ist, sie verlief nur mit Aenderung der Farbe in die röthliche felsitische daneben. Es war somit kein Einschluss, sondern eine Ausscheidung im Quarzphorphyr.“

Dem gegenüber wäre hervorzuheben, dass, soweit man dies aus den bezüglichen Angaben Bořicky's entnehmen kann, im Wieselsteinzuge ausser der als Granitporphyr bezeichneten Modification des Quarzporphyrs auch gemeiner Quarzporphyr, sowie Uebergänge zwischen beiden Gesteinsarten vorkommen, und dass dies auch in den Porphyren von Teplitz der Fall ist. Auch hier kommen „Schlieren“ oder „Flasern“ (der Name thut nichts zur Sache) beider Gesteinsvariationen und Uebergänge zwischen beiden vor. Bořicky erwähnt kleine granophyrische Partien in der Grundmasse der Teplitzer Porphyre — auch ich konnte an Dünnschliffen von solchen die Beobachtung machen, dass stellenweise, bei sonst felsitischer Grundmasse, dieselbe kleinkörnig, mikrogranitisch wurde, während umgekehrt an sogenannten Granitporphyren von Zinnwald und anderen Stellen die Grundmasse stellenweise felsitische Entwicklung zeigte. Bei Durchsicht einer grösseren Anzahl von Schliffen wird man schliesslich in die Unmöglichkeit versetzt, zwischen Granit- und Quarzporphyr einen trennenden Schnitt zu machen.

Pag. 214 der Geologie des Erzgebirges bemerkt Laube, dass er den von Reyer über den erzgebirgischen Porphyr und dessen Verhältnisse veröffentlichten Ansichten nur so weit beipflichten könne, als sie eigentlich schon längst Bekanntes bestätigen. Alles andere aber scheine auf sehr schwachen Füssen zu stehen:

„Herr Reyer hat sich eine Theorie zurechtgelegt, nach welcher man die Natur eruptiver Lagerstätten erkennen soll. Gesteinsflasern — Herr Reyer nennt sie Schlieren — sollen, wenn sie aufgerichtet sind,

auf eine gangförmige, aufstrebende, wenn sie flach oder gar wagrecht liegen, auf eine stromförmige Bewegung des eruptiven Magmas hindeuten. Man wird dieses wohl als Regel, aber nicht als Gesetz hinstellen dürfen, und es wird nur ein Uebereinstimmen vieler, nicht die Richtung einzelner Fasern zu einem derartigen Schluss berechtigen."

Das zutreffende dieser Bemerkung kann nicht wohl in Abrede gestellt werden, auch möchte ich glauben, dass Laube in der nachfolgenden Erörterung der Frage, ob die Teplitzer Porphyre als Strom- oder Gangbildung aufzufassen sind, die Reyer'schen Beweise für die erstere Natur so ziemlich widerlegt hat, was aber, wie ich gleich bemerken will, für das Verhältniss, in welchem die Zinnwalder Greisenmasse zu dem Porphyre steht, keineswegs entscheidend ist.

„Herr Reyer (fährt Laube fort) wendet seine Aufmerksamkeit zuerst den Teplitzer Porphyren zu. Aus allem geht hervor, dass er nicht mehr als jeder andere Besucher derselben gesehen, dass er aber selbst dies nicht richtig gesehen hat, woran wohl die Voreingenommenheit für seine Theorie zuerst Schuld ist. Zunächst sieht Herr Reyer in den Teplitzer Porphyren Decken. Der von der Stefanshöhe und Königshöhe durch die dreiarmige, im Kluftstreichen des Porphyrs aufgebrochene Schlucht getrennte Monte-Ligne, soll einen „Buckel" älteren Porphyres darstellen, dessen Seiten in O. und SO. unter den jüngeren Porphyr der gegenüberliegenden Höhen einfallen. Darum soll wohl der Porphyr älter sein, weil er tiefer liegt; dass er aber ganz und gar derselbe ist, dass diese Porphyrpartie nur ein integrirender Theil des Ganzen ist, hat Herr Reyer nicht erkannt. Hätten wir es aber wirklich mit zwei oder drei Porphyrdecken oder Ergüssen zu thun, so müsste doch wohl zwischen diesen eine kenntliche Trennung zu sehen sein. Zwischen dem Gneiss und Porphyr liegt am Klostergraber Einschnitt Tuff, er müsste auch hier dazwischen liegen. Aber die Teplitzer Porphyre sind oberirdisch und, wie der Thermalschacht zeigte, bis in die Tiefe nirgends durch Zwischenlagen getrennt, sondern nur von Klüftungsfugen durchsetzt."

Diesen Ausführungen Laube's glaube ich nach dem, was ich an Ort und Stelle gesehen, sowie auch nach der Durchsicht einer Reihe von Dünnschliffen von Teplitzer Porphyren vollständig beipflichten zu können. Wären hier verschiedene Ströme vorhanden, so müsste sich wohl auch ein merklicher Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit finden. Dass ein solcher nicht vorliegt, ist zwar kein Beweis gegen die Reyer'sche Ansicht, aber doch ein wesentliches Argument gegen dieselbe.

Laube wendet sich weiters gegen einige störende Beobachtungsfehler Reyer's: „Den Granitporphyr des Sandberges hat Herr Reyer gesehen und als Gang erkannt. Dagegen hat er das cenomane Conglomerat, welches eine Kluftspalte ausfüllt, wohl auch gesehen, aber nicht erkannt, denn er schreibt":

„Dieser Gang ist mit einem losen Conglomerate aus abgerundeten, stark zersetzten Porphyrbrocken und solchen Zerreibsel erfüllt. Er dürfte seine Entstehung und die Rundung seiner Füllbrocken denselben Dislocationen verdanken wie die Thermalquellen." Zu bemerken ist, dass Herr Teller diesen Gang bereits 1877 sehr schön

in einer Abhandlung der Wiener Akademie sammt den daraus entnommenen Rudisten beschrieben hatte. [1]) Das cenomane, allerdings einem Porphyrtuff nicht unähnliche, aber doch so charakteristische Conglomerat hat Herr Reyer auch anderwärts, sowohl auf der Stefanshöhe als auch bei Settenz erkannt, wo er es sogar in seiner Karte einzeichnet, welchem Irrthum Heinrich Wolf auf seiner Karte des Teplitz-Brüxer Kohlenreviers treulich folgte."

Mit Recht verweist sodann Laube auf die Unzulänglichkeit der Beobachtungen Reyer's über die Lagerung der Schlieren im Teplitzer Porphyr: „An einigen wenigen Blöcken fand er aufrechtstehende Schlieren, das sind also Gänge — von Salbändern hat er nichts bemerkt. Dann hat Herr Reyer an sechs weit auseinander gelegenen Punkten — vier bei Settenz, zwei an der Stefanshöhe, genau sind sie nicht bezeichnet — flach liegende Schlieren entdeckt. Dies scheint ihm hinreichend genug, die 6 Quadratkilometer ausgedehnten Kuppen von Teplitz als ein System von Porphyrströmen anzusehen, die von etlichen jüngeren Gängen durchsetzt werden! Nach solchen Beobachtungen und Grundlagen glaube ich die Richtigkeit der Ansichten des Herrn Reyer doch ein wenig anzweifeln zu dürfen."

Auch mir war es nicht möglich, in den Teplitzer Porphyren, die ich freilich nur ziemlich flüchtig betrachtete, Schlierenstellungen wahrzunehmen, welche im Sinne der Reyer'schen Ansicht über die Strom- und Deckennatur dieser Massen verwerthbar gewesen wären — aber auch dann, wenn man die Richtigkeit der Reyer'schen Beobachtungen zugibt (die ich keineswegs auf Grund einer so oberflächlichen Besichtigung, als es die meine war, mit Bestimmtheit in Abrede stellen möchte), ist es sehr fraglich, ob deshalb die wenigen Stellen, an welchen flach lagernde Schlieren angetroffen wurden, als beweisend für die Stromnatur erachtet werden müssen. Es sei hier blos darauf hingewiesen, dass der Greisenstock von Zinnwald, den Reyer doch als Tiefeneruption — als Gang bezeichnet, flach lagernde Schlieren aufweist; die Lagerung der Schlieren sonach an und für sich nicht für die einstige gangförmige oder stromförmige Bewegung des Magmas entscheidet.

Laube verweist sodann darauf, dass Reyer im Erzgebirge ausser Stande war, „entscheidende Schlieren" aufzufinden und trotz der Unzugänglichkeit des waldbedeckten Gebirges, gestützt auf die Analogie mit dem Porphyrgebiet von Teplitz annahm, dass auch hier die Porphyrmasse sich zum grossen Theile als ein von etlichen Gängen durchsetzter Stromcomplex sich darstellte. Ferner wird hervorgehoben, dass Reyer den wirklichen deckenförmigen Erguss über den Rand der Porphyrspalte bei Klostergrab nicht gesehen habe, obwohl er damals schon zu sehen war, und dass die Einschlüsse, sowie die Contacterscheinungen im Porphyr der Niklasberger Gneissgrenze darüber belehren, dass kein Strom, sondern eine Gangbildung vorhanden sei. Es scheint mir Laube vollkommen im Rechte, wenn er am Schlusse dieser Betrachtung über die Teplitzer und erzgebirgischen Porphyre

[1]) Ueber neue Rudisten a. d. böhm. Kreideformation. Sitzungsber. k. Akad. Wissensch. 1877, 75. Bd.

(l. c., pag. 216) sich dahin ausspricht: „und so glaube ich die alther gebrachte, den örtlichen Verhältnissen angepasste Ansicht, es sei der Porphyr des Erzgebirges eine mächtige Gangbildung, deren Längsausdehnung von Norden nach Süden von Dippoldiswalde bis Woparn, respective die Elbe bei Klein-Czernosek sich auf nahezu 20 Kilometer erstreckt und wohl hier und da über die Ränder ihrer Gangspalte übergequollen ist, ist durch Herrn Reyer's Arbeit nicht im geringsten erschüttert worden."

Auf pag. 217 bis 227 des 2. Theiles der Geologie des Erzgebirges finden wir die Besprechung des zinnsteinführenden Greisenstockes von Zinnwald und die Erörterung der Reyer'schen Theorie über dessen Bildung.

Zunächst schildert Laube die geologischen Verhältnisse, hierin im Allgemeinen mit Reyer übereinstimmend und theilweise dessen Ausführungen ergänzend, auch in mancher Hinsicht berichtigend, wie z. B. in Hinsicht der unregelmässigen Lagerung der „Flötze", welche keineswegs so regelmässig ist, als dies die schematische Figur bei Reyer, Taf. III, darstellt. Auf pag. 220 werden die bisher über die Lagerungsverhältnisse der Zinnwalder Lagerstätte ausgesprochenen Ansichten angeführt: v. Weissenbach's älteste, nur handschriftlich vorhandene Abhandlung (1823), Reuss's Aussprüche über Zinnwald in der 1840 veröffentlichten Schrift: „Die Umgebungen von Teplitz und Bilin", Jokély's in diesem Jahrbuche 1857 niedergelegte Ansichten, um endlich zur Erörterung der Theorie Reyer's zu gelangen.

Die Zusammenstellung der älteren Ansichten über die Lagerungsverhältnisse von Zinnwald ist sehr interessant, sie zeigt uns, dass schon die ersten Autoren, welche sich mit Zinnwald beschäftigten, zu recht verschiedenen Ansichten über das Verhältniss der mannigfachen, daselbst auftretenden Gesteine gekommen sind. Denn während v. Weissenbach und Reuss auf das bestimmteste das Vorhandensein von Uebergängen nicht nur zwischen Greisen und Granit, sondern auch zwischen diesen und dem Quarzporphyr behaupten, betont Jokély, dass der Porphyr scharf am Greisen absetze und nur scheinbare Uebergänge vorhanden wären.

v. Weissenbach: Mantelförmig wird diese Granitkuppe umgeben von Quarzporphyr, mit welchem der Greisen durch Uebergänge verbunden ist. Die Grenze des Granitgreisenkegels gegen den Porphyr kann deshalb nur ungefähr, oft nur auf mehrere Klafter angegeben werden. Die Lagerbildung setzt auch im Porphyr fort, doch wird sie hier nach und nach schwächer und verliert sich nach aussen.

Reuss: Die ganze Greisenmasse verläuft allmälig in den Feldsteinporphyr, in den sie eingelagert ist, so dass sich die Grenze beider Gesteine nicht genau angeben lässt. Der Glimmer verschwindet allmälig aus der Mischung, das Gestein wird feinkörnig und bildet eine dichte Masse, in der die Quarzkörner zerstreut liegen. Auch gesellen sich nach und nach Feldspathkrystalle hinzu. Diesen Wechsel der Gesteine kann man in allen an der Granitgrenze gelegenen Zechen beobachten. Die vollkommene Einlagerung des Greisengranites in den Feldsteinporphyr,

das allmälige Uebergehen beider Gesteine in einander und endlich das Fortsetzen mancher Zinnlager aus dem Granit bis in den Porphyr hinüber scheint darauf hinzudeuten, dass der Granit mit dem Porphyr von gleichzeitiger Entstehung, und blos eine Modification derselben sei, dass mithin an ein späteres Emporsteigen des Granites nicht zu denken sei.

Jokély: Man gewinnt nach den Contacterscheinungen, dem an vielen Punkten zu beobachtenden ganz scharfen Absetzen des Greisen am Porphyr in Bezug des gegenseitigen Verhaltens beider doch so viele Anhaltspunkte, um mit grösster Wahrscheinlichkeit auf die jüngere Entstehung des Greisen gegenüber dem Porphyr schliessen zu können. Dass aber dabei an ihren unmittelbaren Contactstellen sich dennoch eine gegenseitige petrographische Aehnlichkeit kundgibt, ist eine Erscheinung, wie sie sich bei den Silicatgesteinen unter ähnlichen Verhältnissen stets und überall wiederholt. Daher ist auch die auf diesem scheinbaren Gesteinsübergang gestützte Annahme einer gleichzeitigen Entstehung beider Gebilde nichts weniger als gerechtfertigt. Ob die Lagergänge, wie man angibt, in den Felsitporphyr wirklich unmittelbar hinübersetzen, bedarf einer sehr sorgfältigen Prüfung. Ihr höchst eigenthümliches Auftreten lässt vielfach Zweifel übrig.

Reyer schliesst sich in Betreff der Annahme der Gesteinsübergänge (genauer hat er dieselben auch nicht geprüft) an Weissenbach und Reuss, Laube hingegen an Jokély an (auch ohne die Sache näher untersucht zu haben).

Laube erinnert gegen Reyer zunächst an die abfällige Kritik, welcher die Abhandlung über die Tiefeneruption von Zinnwald-Altenberg gleich nach ihrem Erscheinen durch einen der gewissenhaftesten Forscher und besten Kenner erzgebirgischer Verhältnisse, Prof. Stelzner in Freiberg unterzogen wurde. „Mit Recht" — sagt Laube — „wird Herrn Reyer vorgeworfen, dass er sich viele Ungenauigkeiten in petrographischer Hinsicht habe zu Schulden kommen lassen, sowie er wichtige Arbeiten über die secundäre Natur des Greisen ganz ausser Acht gelassen hat." Laube beruft sich dann auf Stelzner's Ausspruch über Reyer's Abhandlung: „Der Verfasser ist durch Verknüpfungen von Beobachtungen und Hypothesen zu einer Darstellung der Entwicklungsgeschichte der in Rede stehenden Eruptionsgebiete und ihrer Erzlagerstätten gelangt, die zwar in vielen Punkten neu ist, aber um Anhänger zu finden, zunächst wohl sorgfältiger hätte begründet werden müssen" und erklärt, dass auch er nicht zu den Anhängern der Theorie des Herrn Reyer gehöre. Dafür zollt er der Darstellung Jokély's grosse Anerkennung: „Wie schon oft in diesem Buche des Geologen Johann Jokély in der anerkennendsten und ehrendsten Weise gedacht werden konnte, so muss auch hier wieder besonders hervorgehoben werden, wie er bei aller Würdigung der benützten Quellen deren Angabe mit Reserve aufgenommen hat. Ich möchte sagen: Bis auf die Ansicht über das Alter des Zinnstockes ist es das einzig richtige, was über Zinnwald bekannt gemacht wurde. Es ist nicht mehr seitdem hinzugekommen — bis auf Herrn Reyer. Ich anerkenne vollkommen dessen Bestreben, durch eigene Anschauung die

Verhältnisse kennen zu lernen, aber auch hier hat ihn die vorgefasste theoretische Anschauung zu sehr beeinflusst. Herr Reyer stützt sich fast ausschliesslich auf Weissenbach's vor mehr als 60 Jahren gemachte Angaben und auf einige minder wichtige von Bergbeamten erhaltene Daten. Als erwiesen nimmt er an, dass der Porphyr mit dem Granit und Greisen durch Uebergänge verbunden, Eins sei. — Wenn die Alten dieser Ansichten waren, Reuss sogar die Art des Ueberganges näher beschreibt, wobei er offenbar den Granitporphyr im Auge hatte, so hat Jokély dies angezweifelt, hat geradezu vom Absetzen des Greisen am Porphyr gesprochen. Grund genug, die Sache zu prüfen, nicht mit dem Auge allein, sondern mit dem Mikroskop und der Analyse."

Diesen Bemerkungen Laube's muss ich wohl vollkommen beipflichten, nur kehren sie ihre Spitze nicht allein gegen Reyer, sondern auch gegen Laube selbst, der wohl um so mehr Ursache gehabt hätte, die Sache einer gründlichen Untersuchung zu unterziehen. Sein Ausspruch: „Nun ist es aber freilich heutzutage unmöglich, zu dieser Untersuchung hinreichendes Material zu sammeln, ist wohl nicht ernst gemeint — er soll wohl nur entschuldigen, dass Laube nicht einmal den Versuch gemacht hat, die Sache zu prüfen. Ich bin im Gegentheil, nach den unvollständigen Beobachtungen, die ich selbst in Zinnwald zu machen Gelegenheit hatte, und nach der mikroskopischen Untersuchung relativ weniger, grösstentheils von der Halde der Bilinisch-Zinnwalder Baue genommener Handstücke der Ueberzeugung, dass sich die Frage nach dem Vorhandensein oder Fehlen der von Weissenbach, Reuss und Reyer behaupteten, von Jokély und Laube geleugneten Gesteinsübergänge mit grösster Sicherheit wird beantworten lassen, sobald man sie ernstlich lösen will. Dass die Antwort nicht im Sinne Laube's ausfallen wird, glaube ich mit einiger Wahrscheinlichkeit erwarten zu dürfen, wie unten erörtert werden soll.

Laube sagt (l. c. pag. 222): „In seinem Buche „Zinn" bezeichnet Herr Reyer den Greisenstock als Quellkuppe, als granitischen Nachschub. Ist dieses der Fall, dann ist der Porphyr schon vorhanden zu denken, — dann gibt es aber auch keinen Uebergang." Dieses Argument scheint mir kaum stichhaltig, denn es ist nicht einzusehen, warum es zwischen nach einander, in einem gemeinsamen Eruptionsvorgange hervorbrechenden Gesteine keine Uebergänge geben sollte; das Gegentheil schiene mir eher wahrscheinlich. Laube fährt dann fort: „Hätte Herr Reyer aber durch die mikroskopische Untersuchung von Porphyr und Granitporphyr diese einander nahe stehenden Gesteine unterscheiden gelernt, so würde er schon daraus haben erkennen müssen, dass ein Uebergehen aus dem zinnsteinführenden Granit in den Quarzporphyr gar nicht denkbar ist." Ich habe bereits mehrfach darauf hingewiesen, dass der Granitporphyr Bořicky's nur eine Modification des Quarzporphyrs ist; beide Gesteine haben im Wesentlichen dieselbe Beschaffenheit: dieselben Einsprenglinge, dieselbe Grundmasse, nur dass diese bei dem sogenannten Granitporphyr besser individualisirt „mikrogranitisch" ist. Aber es ist doch kein durchgreifender Unterschied, wenn bei sonst gleicher mineralogischer und chemischer Beschaffenheit eines Gesteines die vorhandene Grundmasse

desselben bei 50-, 80- oder 120facher Vergrösserung sich auflösen lässt. Und einen anderen Unterschied kann man zwischen dem Granitporphyr und dem gemeinen Quarzporphyr nicht finden, wobei hinzugefügt werden muss, dass allenthalben Uebergänge zwischen beiden Modificationen existiren.

Laube fährt dann fort: „Wie ich weiter oben angeführt habe, deckt den Greisen im Hangenden auf dem böhmischen Zinnwald Granitporphyr, äusserlich zwar dem Quarzporphyr ähnlich, aber mikroskopisch ganz verschieden. Dieser liegt nach Angabe der Bergleute unmittelbar auf dem Greisen, beziehungsweise oberen kiesigen Flötz. Nun könnte man mit Reuss meinen, es sei dies das Uebergangsgestein zwischen Quarzporphyr und Greisen, da auch von anderwärts das Uebergehen von Quarzporphyr durch Granitporphyr (Mikrogranit) in Granitit beobachtet worden ist. Allein in unserem Gebiete erweiset sich der Granitporphyr als eine besondere, und zwar jüngere Bildung als der Quarzporphyr, somit können diese beiden nicht ineinander übergehen.“ Dies ist wohl ein ganz merkwürdiger Schluss, der mit Fug und Recht ein Circulus vitiosus genannt werden kann.

Laube betont dann weiter, dass der Zinnwalder Granit und Greisen Lithionglimmer enthält, von welchem durch die sorgfältigen mikroskopischen und chemischen Untersuchungen Bořicky's keine Spur in den benachbarten Porphyren und Granitporphyren nachgewiesen werden konnte Bořicky hat aber gar keine aus der näheren Umgebung von Zinnwald stammenden Gesteine untersucht, weder mikroskopisch, noch chemisch, wenigstens habe ich in den von Laube citirten petrologischen Studien diesbezüglich vergeblich nachgesucht. Allerdings aber fand ich eine Stelle, an welcher zwei Gesteine von Obergraupen und von Mückenberg beschrieben werden, von welchen ich vermuthe, dass Zinnwaldit in ihnen vorkomme, wenigstens ist die Beschreibung des betreffenden Minerales eine solche, dass möglicherweise Zinnwaldit derselben zu Grunde liegt. Die betreffende Stelle [1]) lautet (ich citire sie deshalb ausführlich, weil das erste der erörterten Gesteine ein Magma aufweist, welches nach Bořicky, auf den Laube sich stets beruft, um den Unterschied zwischen Granitporphyr und Felsitporphyr als einen durchgreifenden hervorzuheben, ein granitisches oder felsitisches ist): „Im bräunlichen, fast dichten Radiolithporphyr von Obergraupen, im Districte der Zinnerzgänge, haben runde, am Rande aufgeschlitzte Körner überhand, welche von einem grauen Staub mehr oder weniger erfüllt sind und durch die Anordnung desselben eine radiale oder concentrisch strahlenförmige Structur verrathen. Zwischen gekreuzten Nicols zeigen sie eine auf dünnen Stellen grauweisse oder blaugraue, auf dickeren rothe, blaue oder grüne Farbe und löschen in ihrer ganzen Ausdehnung oder in Hälften aus, selten in Segmenten. Sie erscheinen somit als einfache oder Zwillingskrystalle. Zwischen den beschriebenen Körnern breitet sich ein granitisches oder felsitisch-körniges, an Hämatitstaub reiches Magma aus, in dem viele discordant gelagerte, graue, trübe, von Magnetit und Hämatit durchwirkte Lamellen sich vorfinden. Selten sind faserige,

[1]) Petrologische Studien an den Porphyrgesteinen Böhmens, pag. 75 und 76.

farblose oder schwach grüne, blätterige Partien, welche zum Talk zugerechnet werden können. Seltene mikroporphyrische, farblose Quarzkörner werden von einem trüben Saum sphärolithischen, von Feldspathsubstanz durchdrungenen Quarzes begrenzt, der mit der Quarzsubstanz gleichzeitig auslöscht. Eine ähnliche Structur besitzt der dichte Radiolithporphyrit[1]) von Mückenberg dort, wo er an den Gneiss angrenzt. Seine radiolithischen Körner sind feiner, aber zahlreicher. Oft besitzen sie dieselbe radiale Anordnung des grauen Staubes, wie die Radiolithe des vorigen Porphyrs. Nebst dem besitzen sie oft einen farblosen Saum reinen Sphärolithquarzes. Das Magma, welches zwischen den Radiolithen verbreitet ist, ist granitisch, besitzt aber stellenweise zahlreiche sphärolithische Quarzkörner und Schüppchen eines weissen oder grünlichen Glimmers, welcher vielleicht zum Talk gehört und viele Feldspathkörner reichlich durchdringt."
Ich möchte demnach die Vermuthung aussprechen, dass sich die Sache in Betreff der absoluten Abwesenheit des Lithionglimmers in den Porphyrgesteinen der Umgebung von Zinnwald nicht ganz so unzweifelhaft verhält, wie sie Laube darstellt. Es könnte vielleicht die Sachlage eine ganz ähnliche sein wie in den Porphyren von Joachimsthal, in deren Glimmer Sandberger thatsächlich sowohl Zinn als Lithion beobachtet hat.[2]) Laube bemerkt freilich hierüber: „Herr Prof. Frid. Sandberger hält die Porphyre von Joachimsthal, weil die von ihm auf dem Niklasberg daselbst gesammelten, in ihrem Glimmer einen Gehalt von Zinn und Lithion erkennen liessen, für glimmerarme Lithionitgranite und Apophysen des Hengstererber Granitstockes. Die Erfahrungen des Herrn Sandberger reichen aber nicht aus, alle Porphyre der Joachimsthaler Gegend als Lithionitgranit zu erklären, zunächst schon die nicht, welche im Granit des Wolfberges, den Herr Sandberger auch für Lithionitgranit erklärt, aufsetzen, und die vom Schuppenberg, welche Fragmente vom Erzgebirgsgranit enthalten. Die sächsischen Landesgeologen, welche bereits die Umgebung des Erzgebirggranitstockes in Untersuchung gezogen haben, führen nichts an, was die Ansicht des Herrn Sandberger unterstützen würde. Wenn man aber trotzdem eine Analogie zwischen den Verhältnissen von Joachimsthal und Zinnwald finden wollte, so braucht man nur darauf hinzuweisen, dass der Fleygranit scharf und deutlich vom Granitporphyr durchsetzt wird, und dass es nicht angeht, den als ein ausgeprägtes, mächtiges Glied des Gebirgsbaues auftretenden Quarzporphyr mit etwaigen Apophysen des Granites zu vergleichen, zumal beide so sehr altersverschieden sind. Es scheint mir also durchwegs ein Ding der Unmöglichkeit, einen Zusammenhang zwischen dem Porphyr, Granitporphyr und Greisen, beziehungsweise Granit herzustellen."

Ich möchte dem gegenüber betonen, dass thatsächlich alle Gesteinsübergänge vorliegen, welche einen solchen Zusammenhang sehr wahrscheinlich machen. Dass Greisen und Granit zusammengehören, ist nie geleugnet worden, wenn auch ihr Verhältniss, wie noch zu erörtern sein wird, sehr verschieden aufgefasst wurde. Quarzporphyr und Granit-

---

[1]) Diese Bezeichnung ist wohl nur durch einen Lapsus calami Klvaňa's entstanden.

[2]) Untersuchungen über Erzgänge. 1885, 2. Heft, pag. 216 u. f.

porphyr sind nur Modificationen eines Gesteines und der letztere darf wohl auch als Bindeglied zwischen dem Porphyr und dem Granit betrachtet werden. Der Zinnwalder Granit, beziehungsweise Greisen ist auffallend genug bis nun noch nicht Gegenstand genauerer Untersuchung geworden. Laube selbst, der Reyer so umbarmherzig tadelt, weil er genauere petrographische Untersuchungen der von ihm erörterten Gesteine vernachlässigte, hat wohl kaum einen einzigen Dünnschliff eines Zinnwalder Greisen untersucht.

Ich habe nur ein halb Dutzend Handstücke von dort mitgenommen, konnte aber, als ich, veranlasst durch Laube's Stellung gegen die Reyer'sche Theorie, begann, Dünnschliffe dieser Gesteine zu untersuchen, alsbald Beobachtungen machen, die mich in grösstes Erstaunen setzten. Zunächst konnte ich an mehreren Präparaten wahrnehmen, dass das granitische Gestein kleine mikrogranitische Partien enthielt, die vollkommen der Grundmasse des Granitporphyrs glichen, von dem ich mehrere Stücke aus der Decke der Greisenmasse von Bilinisch-Zinnwald (Christi Geburt-Zeche) untersucht hatte. Das Gestein sah makroskopisch vollständig wie ein Granit aus und auch im Dünnschliff zeigte es sich zum grössten Theil aus grösseren Quarz- und Glimmerpartien (mit sehr wenig Orthoklas) zusammengesetzt, dort aber, wo die grösseren Körner zusammenstossen, zeigte sich stellenweise etwas von der mikrogranitischen Grundmasse, die, wenn reichlicher vertreten, das Gestein gar nicht als Granit zu bezeichnen gestatten würde. Meiner Ansicht nach (die ich freilich nicht als entscheidend betrachten, vielmehr gern zurückziehen möchte, sobald ich von massgebender Seite eines Besseren belehrt werde) wäre deshalb der Greisen nicht als ein durch Umbildung aus dem Granit entstandenes, sondern als ein ursprüngliches, durch Uebergänge mit dem Granit und dem Quarzporphyr verbundenes Gestein zu betrachten.

Ueber das Verhältniss von Granit und Greisen sagt Laube: „Die Ausbildung des letzteren aus ersterem war früher schwer zu erklären, die Zuhilfenahme von Fumarolen der Graniteruption zu diesem Zwecke ist nicht mehr haltbar, vielmehr zwingen alle Umstände dazu, die Entstehung des Greisen aus Granit auf hydrochemischem Wege, wie dies zuerst von Scherer erkannt wurde, zu erklären. Die schon erwähnten Untersuchungen des Herrn Sandberger[1]) und Herrn M. Schröder[2]) haben in allerneuester Zeit in überzeugender Weise dargethan, dass der ursprüngliche Träger des Zinnes der im Erzgebirgsgranit vorkommende Lithionglimmer sei. Aus den Protolithionit-Graniten bildet sich nach Herrn Sandberger der Zinnwaldit führende Greisen, wobei das Zinnerz zur Ablagerung in den an Klüften sich entwickelnden, mit dem Nebengestein verwachsenen Zwittergesteinmassen kommt. Eine ähnliche Ansicht begründet auch Herr Schröder. Der Greisen ist also kein Eruptivgestein, seine Zwittergesteinslagen keine Schlieren oder Gänge, sondern ein auf chemischem Wege durch Einwirkung seiner Bestandtheile

[1]) Untersuchungen über Erzgänge. 1885, II, pag. 167 u. f.

[2]) Ueber Zinnerzgänge des Eibenstocker Granitgebietes und die Entstehung desselben. Sitzungber. d. naturf. Ges. Leipzig 1883, pag. 70 u. f. — N. Jahrb. f. Mineral. 1887, 1. Bd., Ref., pag. 268.

aufeinander aus Zinnsteingranit hervorgebrachtes Umwandlungsgestein."

Ich kann diese Ansicht unmöglich theilen; abgesehen von den obenangeführten Beobachtungen an Greisendünnschliffen, welche Reste mikrogranitischer Grundmasse enthalten und welche entschieden für die primäre Natur der betreffenden Gesteine sprechen, ist es die ganze Natur der Erzlagerstätte, insbesondere aber die Ausbildung der flachlagernden „Flötze", welche mit der Annahme späterer Umwandlungen kaum zu vereinbaren ist. Ich möchte überhaupt glauben, dass die Secretionstheorie auf die Zinnerzlagerstätten des Erzgebirges kaum anzuwenden sein dürfte. Die Behauptung, dass der ursprüngliche Träger des Zinnes der im Erzgebirgsgranit vorkommende Lithionglimmer sei, wird schon dadurch unwahrscheinlich, dass man ungeheure Mengen von solchem Glimmer annehmen müsste, um die Zinnquantitäten zu erhalten, welche im Laufe der Zeit von den erzgebirgischen Lagerstätten geliefert worden sind. Es scheint mir überflüssig, auszurechnen, dass diese Provenienz des Zinnes platterdings unmöglich ist. Für die Zinnwalder Lagerstätte ist ferner das Zusammenvorkommen von Zinn und Wolfram charakteristisch; letzteres kommt in sehr bedeutenden Quantitäten vor, wurde seinerzeit nicht gewonnen, sondern auf die Halden geworfen, die in Folge dessen gegenwärtig in Bilinisch-Zinnwald mit grossem Vortheil ausgekuttet werden. Auch das Vorkommen des Wolframs wäre durch die Secretionstheorie zu erklären, welche freilich hierfür noch weniger als für die Bildung des Zinnes die Provenienz wird nachweisen können.

Aber abgesehen davon, dass der Greisen petrographisch sich nicht als ein Umwandlungsgestein herausstellt und dass die Umwandlungs und Secretionstheorie auch nicht im Stande ist, die Quantitäten von Zinn und Wolfram zu erklären, welche theils den Lagerstätten bereits entnommen worden sind, theils noch in denselben der Ausbeutung harren, ist es insbesondere die Lagerung der „Flötze" und die eigenthümliche Structur derselben, die mit Bestimmtheit gegen die Umwandlungshypothese spricht. Die „Flötze" sind, wie alle Autoren, die über Zinnwald geschrieben haben, übereinstimmend erklären, flach gelagert, insbesondere gegen die Mitte der Greisenmasse nahezu horizontal, während sie gegen die Ränder derselben abfallen. Ein späterer Umbildungsprocess, der solche lagerartige Ansammlungen von Quarz in einem granitischen Gestein erzeugt hätte, ist mir unverständlich, da die Ablagerung des Quarzes doch wohl die Präexistenz eines entsprechenden Hohlraumes oder aber die Schaffung eines solchen auf dem Wege der Auslaugung und Wegführung des Materiales vorausgesetzt haben würde. Auch der letztere Vorgang setzt jedoch das Vorhandensein von Kluftflächen voraus, von welchen die Umwandlung ausgegangen wäre. Welcher Art aber müsste diese Umwandlung gewesen sein, um auch die eigenthümlichen Structurverhältnisse des Greisen in der Umgebung der Flötze zu erklären? Ich kann mir darüber keine befriedigende Vorstellung bilden.

Ich habe beim Besuche von Zinnwald von der Halde ein Stück eines kleineren Flötzes mitgenommen, welches auch die angrenzenden Gesteinspartien zeigt. Das ganze Stück ist etwa 30 Centimeter dick, davon

entfallen 12 Centimeter in der Mitte auf eine Quarzpartie, welche einige Hohlräume und auch einige Erzeinsprenglinge zeigt. Diese Quarzpartie zeigt in ihren randlichen Theilen etwas Glimmer und geht durch Zunahme desselben, sowie das Auftreten von Orthoklas in ein granitisches Gestein über. In diesem Gestein waltet jedoch der Feldspath (trüber Orthoklas) stark vor, nur die randlichsten Partien sind durch grossen Reichthum an Glimmer ausgezeichnet und bestehen fast ganz aus Zinnwaldit.

Diese Beschaffenheit der Zinnwalder Quarzflötze lässt sich durch die Umwandlungstheorie nicht erklären; es kommen aber auch Lagen vor, welche fast nur aus Orthoklas oder Glimmer bestehen und ebenso wie die Quarzflötze in den Randpartien Uebergänge in die granitischen Gesteine zeigen. Alle diese Bildungen lassen sich ungezwungen nur durch die vielverlästerte Reyer'sche Schlierentheorie erklären. Dann ist der schalige Aufbau der ganzen Greisenkuppe, dann sind die Gesteinsübergänge, dann sind die Structurverhältnisse der einzelnen Flötze verständlich, während jede andere Erklärung mit den thatsächlich zu beobachtenden Verhältnissen in Widerspruch tritt.

Der Zinnstein wäre dann ein accessorischer ursprünglicher Gemengtheil des Greisen und Granites, welche beide als ursprüngliche, nicht veränderte Bildungen betrachtet werden müssten.

Laube sagt (pag. 224): „Hätte denn der mit unschmelzbarem Quarz gemengte, leichtflüssige Lithionglimmer Herrn Reyer nicht belehren sollen, dass eben deshalb Greisen kein Eruptivgestein sein könne? — Hiermit fällt aber die Vorstellung von der Bildungsweise des Greisenstockes mit seinen horizontalen Schlieren und seiner Erzlager, wie sie Herr Reyer hat, ganz in's Leere; denn er erklärt ja die Zinnlage direct als Erstarrungsproduct des Greisen und kann nicht sagen, dass er eine Umwandlung einer ursprünglichen Granitkuppe in Greisen für möglich gehalten habe." Mir ist diese Beweisführung nicht ganz klar, denn Eruptivgesteine, in welchen Quarz und Glimmer zusammen vorkommen, sind doch zur Genüge bekannt und das ungleiche Verhalten des Quarzes und des Lithionglimmers gegen trockene Erhitzung kann doch kein Grund dafür sein, dass sie sich nicht zusammen aus einem Magma, dessen Verflüssigung ganz anderer Natur ist, als der gewöhnliche Schmelzfluss, hätten bilden können. Auch fand ich in einem an dem leichtflüssigen Lithionglimmer recht reichem Handstück von Zinnwald mikrogranitische Partien, und möchte deshalb wohl glauben, dass die Annahme, dass auch der Greisen ein ursprüngliches Eruptivgestein sei, einige Berechtigung hat.

Laube hebt dann weiter als Argument gegen Reyer's Ansicht die Nichtexistenz des von Reyer angenommenen Meeres zur Zeit der erzgebirgischen Tiefeneruption hervor: „Sehen wir uns aber nun die Vorstellung des Herrn Reyer an, welche er sich nach seiner Theorie von der Entstehung des Porphyr und Granit macht. Der Porphyr ist unter seichterem Meere entstanden, der Granit unter Mitwirkung des einhüllenden Porphyrs. Herr Reyer konnte wissen, dass sich auf der Westseite des Porphyrs Steinkohlenablagerungen befinden, welche der-

selbe eingeklemmt hat und überdeckt. Zudem ist es wohl zweifellos, dass der erzgebirgische Porphyr mit dem im Steinkohlenbecken von Flöha auftretenden gleichalterig ist. Damit ist nicht nur das Alter desselben, sondern auch noch etwas ganz anderes bestimmt. Wo war denn das Meer, unter dessen seichter Decke der Porphyr hervorbrach? Das müsste frühestens zur Zeit der productiven Steinkohlenbildung, spätestens in der ältesten Dyaszeit gewesen sein, aus der wir bekanntlich in Sachsen und Böhmen nur Süsswasserbildungen, und zwar Seichtwasserbildungen, kennen. Es hat also kein Meer gegeben, unter dem der Porphyr aufbrach — mithin fällt der ganze Aufbau des Herrn Reyer zusammen." Das möchte ich kaum für einen ernstlichen Beweisgrund gegen Reyer's Ansicht halten. Allerdings hat dieser die Existenz einer Meeresbedeckung zur Zeit der Zinnwalder Tiefeneruption angenommen, ohne für diese Hypothese irgend welche Anhaltspunkte zu haben; wie es scheint lediglich seiner Theorie zu Liebe und ausgehend von dem Studium anderer Eruptivgebiete (Predazzo), in welchen allerdings der Charakter der Tiefeneruption durch die einstige Meeresbedeckung bedingt sein mag, die aber mit den erzgebirgischen Verhältnissen nur wenig Analogie zeigen. Es ist aber die Existenz dieses Meeres zur Zeit der Zinnwalder Eruption für die Reyer'sche Erklärung der letzteren kaum nöthig. Die Granitgreisenkuppe konnte ihre Structur auch unter einer sehr wenig mächtigen Porphyrdecke erreichen; wie viel Porphyrmächtigkeit aber im Laufe der Zeit seit der Dyasformation durch die Erosion in einem Gebiete, welches der Zerstörung stetig blossgestellt blieb, weggeschafft worden sein mag, ist wohl kaum zu beurtheilen. Laube sagt über das Vorhandensein einer einstigen mächtigen Porphyrdecke: „Nehmen wir aber an, der Porphyr habe auf dem Zinnwalder Stock so hoch gelegen, wie ihn heute der Kahlstein bei Altenberg anzeigt, das sind etwa 100 Meter über seinem heutigen Niveau, so hat dies auch keine Bedeutung; denn am Nordabhang des Kahlsteines steigt der Granit von Schellerhau bis zur Höhe desselben herauf. Der Granit ist also auch nicht unter dem Druck des Porphyrs entstanden." Es ist aber, wie oben bemerkt, die Mächtigkeit des seit der Dyasformation zerstörten und weggeführten Porphyrs kaum abzuschätzen, und es mag dieselbe vielleicht das Doppelte oder Dreifache, vielleicht auch Mehrfache von der durch Laube angenommenen Grösse betragen haben. Es ist übrigens gar nicht wahrscheinlich, dass diese Mächtigkeit ausserordentlich gross gewesen sein muss, um die Ausbildung der Zinnwalder Gesteine zu erklären, denn, wie oben erwähnt, sind dieselben allerdings theilweise makroskopisch anscheinend vollkrystallinisch, granitisch, während die mikroskopische Untersuchung über das Vorhandensein kleiner Partien mikrogranitischer Grundmasse belehrt.

Laube tadelt ferner die Reyer'schen Ausführungen in Betreff der angenommenen Gestalt der Quellkuppe: „Wir fragen nun noch: Berechtigt die Gestalt des Zinnwalder Greisen zur Annahme einer Quellkuppe, wie sie Herr Reyer denkt? Aus dem idealen Bilde, das er entwirft, sieht man, wie durch den Bergbau nur in verhältnissmässig ganz geringe Tiefe in den Zinnwalder Greisen eingedrungen wurde. Der tiefste, bis auf den tiefen Erbstollen hinabführende Schacht

in Zinnwald misst ca. 75 Klafter. Was man so kennen gelernt hat, sieht weit eher einer Tafel ähnlich, da die Querdimensionen die Höhen weit übertreffen. Den ovalen Umriss hat man angenommen, ob aber die Contour wirklich so regelmässig ist, wie sie sich v. Weissenbach dachte, dem Herr Reyer wieder folgt, das darf wohl eine offene Frage bleiben. Was noch weiter darunter liegt, das hat Jokély trefflich bezeichnet, kann sich ein Jeder denken, wie er will; daher ist Herrn Reyer's Bild nichts mehr als das Erzeugniss einer lebhaften Phantasie." Dieser Auslassung gegenüber möchte ich hervorheben, dass denn doch für die Reyer'sche Auffassung so gewichtige Gründe sprechen, dass das ideale Bild, welches Reyer entworfen hat, aller Wahrscheinlichkeit nach der Wahrheit sehr nahe kommen dürfte. Die Fortsetzung eines geologischen Durchschnittes von dem durch oberirdische oder bergbauliche Aufschlüsse bekanntem Gebiete in die nicht aufgeschlossene Teufe hat immer ihr Missliches, man wird aber von solchen Fortsetzungen in der Geologie allezeit Gebrauch machen müssen. Wollte man von ihnen absehen, so könnte man sich schwer ein Bild vom Faltenbau eines Gebirges, eine Vorstellung von der Bedeutung eines Grabenbruches oder einer Flexur machen, denn schliesslich könnte ja Jeder das, was darunter liegt, „sich denken wie er will", und es wäre keine Veranlassung zu einer idealen Ergänzung der Profile vorhanden.

Laube findet aber, dass auch die Form des Greisenstockes gegen die Erklärung spricht, die Reyer für die Bildung desselben aufgestellt hat: „Und endlich soll diese Greisenmasse ein granitischer Nachschub im Porphyr sein. Sollte dieser stattgefunden haben, als der Porphyr noch weich oder als dieser bereits erstarrt war? Im ersteren Falle ist mir schwer verständlich, wie dieser kleine Nachschub die ganze mächtige Quarzporphyrmasse aufzuheben vermochte, um unter ihr jene pilzförmige Ausbreitung annehmen zu können, die ihr Herr Reyer zuschreibt. — Ich denke vielmehr, sie hätte im besten Falle gangförmig gestaltet sein müssen, wie alle derartigen Nachschübe, die man an Decken und erloschenen Vulcanen erkennt; und diese gangförmige Lagerung müsste, wenn sie auf dem Wege durch den Porphyr nicht abgekühlt und zum Starren gebracht wurde, sich auf diesem etwa kuppenförmig ausbreiten. Das widerspricht aber, wie Herr Reyer selbst sagt, der Möglichkeit, eine granitische Textur des Gesteines durch grossen Druck hervorzubringen. War der Porphyr schon starr, dann konnte der Nachschub auch nur auf Klüften erfolgen, und auch dann müsste die Form eine gangförmige sein. Ist meine Anschauung richtig, so spricht also auch die Form des Greisenstockes gegen die Erklärung, welche Herr Reyer für seine Bildung aufgestellt hat."

Auch diesen Ausführungen Laube's kann ich nicht beipflichten. Zunächst hat Reyer seine Ansicht über die Structur der Massenergüsse durch Nachbildung derselben mittelst verschiedenfärbigen Gypsbrei, der durch die Oeffnung eines Brettes ausgequetscht wurde, wesentlich gestützt. Die kleinen, so erzeugten Quellkuppen gleichen in ihrer Erscheinung vollständig dem idealen Bilde, welches Reyer von einer

natürlichen Quellkuppe entworfen hat. [1]) Die „Nachschübe“ nehmen dabei jene Stelle ein, welche in der Eruptivmasse von Zinnwald der Granitstock behauptet. In der geologischen Sammlung der Universität Graz befinden sich einige solche Miniatur-Quellkuppen, welche ich Herrn Prof. Dr. E. Reyer verdanke und welche in ihrer Structur eine schlagende Aehnlichkeit mit den Zinnwalder Eruptivbildungen besitzen. Wenn man aber diesen Nachahmungen natürlicher Verhältnisse im Kleinen nicht jene Beweiskraft zuerkennen will, die ihnen meines Erachtens unzweifelhaft innewohnt, so genügt wohl ein Hinweis auf jene Fälle in der Natur, in welchen Eruptivmassen allerdings unter ähnlichen Verhältnissen jene pilzförmigen Umrisse angenommen haben, deren Bildung Laube für unmöglich hält. Ich erinnere da nur an die nordamerikanischen Laccolithe, welche Gilbert, Holmes und Newberry beschrieben haben und zu welchen sich auch in Europa Seitenstücke finden. Domförmige Auftreibungen dieser Art werden sich dann zu bilden vermögen, wenn der Widerstand, den die lastende Decke — gleichgiltig, ob sie aus sedimentären Schichten oder vorangegangenen Eruptivmassen besteht — dem Zerreissen und Durchbrechen entgegensetzt, grösser ist als derjenige, welcher bei einem seitlichen Eindringen und bei Emporwölben der Decke überwunden werden muss.

Laube spricht sodann seine eigene Ansicht über die Entstehung des Greisenstockes von Zinnwald und die eigenthümlichen Verhältnisse desselben zu den umgebenden Porphyrgesteinen aus: „Meine Ansicht über das Wesen des Greisenstockes von Zinnwald weicht wesentlich von allen vorhergehenden ab. Mit Jokély halte ich die Zusammengehörigkeit von Granit und Porphyr nicht nur nicht erwiesen, sondern geradezu nicht bestehend, und zwar aus dem Grunde, weil beide Gesteine nach meiner Ansicht verschiedenen Alters sind, daher nicht in einander übergehen können. Mit Jokély glaube ich auch, dass man von dem bekannten Stück des Greisenstockes nicht auf die Form des Unbekannten schliessen kann. Jokély und allen Anderen entgegen halte ich aber den Greisen für älter als den Porphyr, gleich alt mit den übrigen derartigen Gebilden des oberen Erzgebirges.“

Laube meint, dass, abgesehen von der flachen Lage des Zinnwalder Zwittergesteines, die ganze Ablagerung in allen wesentlichen Punkten mit obererzgebirgischem Vorkommen, und ganz besonders mit dem Huberstock bei Schlaggenwald übereinstimme; er erinnert daran, dass auch der Altenberger Stock Aehnlichkeit mit dem obererzgebirgischen aufweise, wie schon im ersten Theile der Geologie des Erzgebirges (pag. 108) erwähnt wurde. Reyer habe allerdings in dem Greisenstocke von Altenberg dasselbe gesehen, wie in Zinnwald, seine auf ersteren bezügliche Darstellung sei aber ebensowenig stichhältig, wie die Zinnwald betreffende: „Cotta hat schon 1859 nachgewiesen, dass das Altenberger Zwittergestein nichts anderes sei, als von un-

[1]) Ueber die Tektonik der Vulcane von Böhmen. Dieses Jahrbuch. 1879, III. H., Fig. 2 auf pag. 465 und Fig. 3 auf pag. 466.

zähligen Klüften aus umgewandelter, mit Zinnerz imprägnirter Granit. Wir haben gar keine Ursache, diese Bildung als eine jüngere Erzgebirgsgranitbildung anzusehen, zumal das Gestein hier wie dort ganz übereinstimmt, und da das Hervortreten des Erzgebirgsgranit in die Zeit der Cambriumbildung fällt, muss ich dem Altenberger Granit und Greisen auch dieses Alter zuerkennen."

Ich möchte hierzu nur bemerken, dass die Identität des Altenberger Greisen mit dem cambrischen obererzgebirgischen Granit doch nicht viel mehr als eine blosse Vermuthung ist, die gar keine Beweiskraft besitzt. Laube fährt fort: „Würden wir nicht zur Bestimmung des Alters des Porphyrs die Steinkohlenbildung an seiner Seite haben, so würde uns immer die von mir bekannt gemachte Thatsache von Porphyrgängen im Erzgebirgsgranit (I. Theil, pag. 99) belehren, dass letzterer das ältere Gestein ist." Aber die betreffenden Beobachtungen beziehen sich nur auf einige untergeordnete Porphyrvorkommnisse des oberen Erzgebirges, die meiner Meinung nach gar nichts für die Zinnwalder Verhältnisse beweisen. Laube sagt dann: „Da nun der Zinnwalder Stock offenbar gleichen Alters mit dem Altenberger ist, so muss er viel älter als der Porphyr sein, schon deshalb können die Gesteine nicht oder nur scheinbar in einander übergehen. Ob der Zinnwalder Stock in der Tiefe mit dem Altenberger zusammenhängt, oder aber ganz von diesem losgelöst ist, mag unentschieden bleiben; es ist das eine möglich wie das andere, beides ist unwesentlich. Die ovale Form des Zinnwalder Stockes schliesst nicht aus, dass derselbe sich in der Tiefe unregelmässig ausformen, oder bis an den Altenberger Stock, dessen Taggrenze nur 1·5 Kilometer vom Zinnwalde entfernt ist, heranreichen könne; es kann auch sein, dass der letztere wirklich vom ersteren losgerissen wurde, letzteres ist mir sogar wahrscheinlicher."

Ueber die Verhältnisse des Altenberger Stockes werden wir wohl von Seite der sächsischen Geologen sicheren Aufschluss erhalten. Nach der Reyer'schen Darstellung und nach der Analogie der Zinnwalder Verhältnisse erwarte ich mit Zuversicht, dass die Reyer'sche Ansicht sich auch bezüglich Altenbergs bestätigen wird. Die Reyer'sche Erklärung der Lagerstätten von Zinnwald und Altenberg scheint mir ungleich wahrscheinlicher, als die Hypothese Laube's, nach welcher eine alte Ausbruchstelle, aus der zuerst der Erzgebirgsgranit hervorgequollen sei, sich noch zweimal wiedergeöffnet habe, um zuerst dem Quarzporphyr und endlich dem Granitporphyr den Durchgang zu gewähren, wobei die jeweilige Ausbruchsspalte nicht genau mit jener der früheren Eruptionen zusammengefallen wäre.

Wenn sonach Laube seine Ausführungen über die Zinnwalder Lagerstätte mit den Worten schliesst, „bis nicht Verhältnisse aufgedeckt werden, welche eines Besseren belehren, glaube ich meine Ansicht festhalten zu dürfen: Der Zinnwalder Greisenstock ist älter als der Porphyr, er machte mit dem Altenberger ursprünglich ein Ganzes aus, wurde bei dem Empordringen des relativ jüngeren Porphyrs von diesem abgedrängt und überflossen", so glaube ich durch die eingehende

Erörterung der von Laube gegen die Reyer'sche Erklärung der Zinnwalder Verhältnisse gemachten Einwände, sowie durch Vorbringung einiger, zu meinem lebhaften Bedauern allerdings recht unvollständiger neuer, auf die petrographischen Beziehungen der in Frage kommenden Gesteine einiges Licht werfender Thatsachen gezeigt zu haben, dass die Reyer'sche Ansicht zum mindesten viel mehr Wahrscheinlichkeit besitzt, als die Laube'sche. Von den ferneren Untersuchungen (insbesondere aber von der Untersuchung des Altenberger Stockes durch die sächsischen Geologen) aber erwarte ich den vollgiltigen Beweis, dass es sich in den Zinnlagerstätten des östlichen Erzgebirges wirklich um einheitliche Eruptionsmassen handle, die in den tieferen und inneren Theilen granitische, in den höheren und äusseren aber porphyrische Textur besitzen.

Die Glimmerdiabase von Steinach am Brenner in Tirol.

Von L. Cornet S. J.

Mit einer Lichtdruck-Tafel (Nr. XI).

Ueber den Diabas des Steinacher [1]) Joches finden sich die ersten Nachrichten im: „Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie", Jahrgang 1881. Sie entstammen der Feder Professors v. Pichler in Innsbruck, der genanntes Gestein bei einer ostwestlichen Durchquerung des Joches an einem, in die Schlucht des Siegreiter Grabens [2]) abfallenden Grate anstehend traf. Dessen Bericht begleitete eine mineralogische Charakteristik des Gesteins von Mügge, die sich indessen nur auf die damals allein bekannte mikrokrystalline Varietät des in petrographischer wie geologischer Beziehung interessanten Eruptivgesteins bezieht.

Ausgedehntere Kenntniss desselben zu gewinnen, unternahm Verfasser dieses im Sommer 1884 zahlreiche Durchquerungen des Steinacher Joches und der benachbarten Gebiete, als deren Resultat die Auffindung zahlreicher Standorte des in vierfacher Ausbildungsweise auftretenden Glimmerdiabases zu verzeichnen ist.

Die geologischen Verhältnisse des Nösslacher Joches in ihrer Gesammtheit kamen zuerst in den Beiträgen zur Geognosie Tirols von Prof. v. Pichler in der Zeitschrift des Ferdinandeums 1859, und neuerdings in der von der k. k. geologischen Reichsanstalt ausgegebenen colorirten Specialkarte von Tirol, Zone 17, Colonne V [3]) zur Darstellung.

Geologische Verhältnisse.

Sämmtliche Vorkommnisse des Diabas vertheilen sich auf die nordwestliche und östliche Flanke des von tiefen Gräben durchfurchten reich-

[1]) Auf der Specialkarte als Nösslacher Joch eingetragen.

[2]) Siegreiter Graben nenne ich die auf der Karte nicht bezeichnete tiefe Runse, deren Wasser sich gegenüber dem Weiler Siegreit in die Sill ergiesst.

[3]) Section Matrey.

bewaldeten Joches; einen zwingenden Nachweis ihres Zusammenhanges zu bringen, hindern ebensowohl die dichte Vegetationsdecke, als die Schuttmassen, welche den, die höchste Erhebung des Nösslacher Rückens bildenden Schichten des Carbons entstammen, und aus Conglomeraten und Kieselkalken bestehen; doch sind die petrographische Uebereinstimmung des Gesteins an den verschiedenen, selbst entferntesten Standorten, sowie die Thatsache, dass letztere sämmtlich auf einen relativ engumschriebenen Theil des Jochreliefs sich zusammenfinden, Momente, die es zum wenigsten wahrscheinlich machen, man habe es hier mit einem einheitlichen Gebirgsgliede zu thun, das nicht so sehr durch seine Ausdehnung, denn als dynamischer Factor auf die Ausgliederung des östlichen Ausläufers des Oetzthaler Massivs Einfluss nahm.

Sämmtliche Blosslegungen des Diabas sind an die Nähe tief erodirender Bäche gebunden, und so finden sich die ersten Standorte des nordwestlichen Abhanges an einem wasserreichen Graben [1]), den man, dem Fusspfade am rechten Ufer des Gschnitzerbaches entlang gehend, etwa eine halbe Stunde vor Trins kreuzt, und der seine Erosionsmassen, darunter bis metergrosse Blöcke grobkörnigen Diabases, bis zum Bache vorschiebt und eine Moräne überdeckt, die an dieser Stelle das Thal durchquert.

Die Gesteinsfolge, die auf dem weitaus grössten Theile der nordwestlichen Abdachung dieselbe ist, tritt besonders an den Wänden des Grabens deutlich hervor.

Im Rinnsale emporsteigend, trifft man bei 1640 Meter Seehöhe die erste Localität anstehenden Diabases. Aus dem mit einer durchschnittlichen Böschung von 35° abfallenden dicht bewaldeten Abhange erhebt sich eine horizontal gestreckte Terrasse, die bei einer Mittelhöhe von 5 Meter circa 30 Meter weit ostwärts streicht. An den Fuss dieses tief hinein zerklüfteten Diabaswalles legt sich eine Geröllhalde desselben Gesteins, deren Ausläufer jene scharfkantigen Blöcke sind, die sich in allen unterhalb dieses Standortes befindlichen Thälchen und Runsen finden.

Der Phyllit, aus dem der Diabaswall emporsteigt, zeigt nahezu söhlige Lagerung und ist an der Berührungsstelle zu einer erdigen Masse zersetzt, die keine Spur von Schieferung mehr erkennen lässt; wegen ihres Serizitgehaltes fühlt sie sich fettig an, klebt an der Zunge und führt Fragmente unzersetzten Schiefers, Biotitlamellen, Quarzkörnchen und pulveriges Brauneisenerz. Desto frischer steht dasselbe Gestein wenige Schritte weiter westlich am Bachufer an. Tiefgrau und glänzend, führt es zahlreiche Pyritwürfelchen, dünne Quarzschlieren mit eingesprengtem Eisendolomit, sowie reichlichen Graphit. Die knotigen Ablösungsflächen erhalten durch feine Serizithäutchen einen grünlichen Schein.

Jochwärts verflacht sich die gegen die Geröllhalde senkrecht abfallende Diabasterrasse und verschwindet unter der Moosdecke, aus

[1]) Bereits hier traten in kieselreichen Kalkgeschieben Adern und Nester von Malachit, Azurit, Kobaltkies und Antimonglanz auf, auf welche 3 Kilometer westlich bei St. Magdalena ehemals Versuchsstollen eingetrieben wurden.

der man bei weiterem Anstiege bald wieder die sanft südwärts fallenden Schichten des Phyllit sich hervordrängen sieht. Diese Localität weist 2 Varietäten von Diabas auf, eine makrokrystalline und eine aphanitische; in der unten folgenden Charakteristik sind sie als Gestein Ia und Gestein Ib bezeichnet.

Kaum 800 Schritte nach Westen und fast in gleicher Höhe finden sich am Steige von Trins zur Faltsani-Alpe wiederum beide Varietäten des Diabas, anstehend an einer kleinen kuppenförmigen Bodenerhebung. Besonders reichlich trifft man hier Gestein Ib. Berstungen, sowie nachträglicher Stauung und Verschiebung scheinen die ölgrünen Gleitflächen zu entstammen, die fast an jedem Blocke dieses Aufschlusses beobachtet wurden.

In der Höhe von circa 1600 Metern schneidet das Rinnsal des Baches einen Waldweg, der von der Berger- zur Faltsani-Alpe führt; verfolgt man diesen Pfad gegen Osten, so erreicht man bald einen dritten Standort von Gestein Ia, das sich in Form eines von Ost nach West streichenden Walles präsentirt; es durchbricht die Quarzconglomerate des unteren Carbons, und liegt, so weit die Untersuchungen reichen, an der oberen Grenze der Verbreitungszone des Diabas.

Ein kaum 50 Schritte östlicher gelegener, von demselben Pfade durchschnittener Diabasknorren steht in nachweisbarem Zusammenhange mit vorigem Standort; er besteht aus ganz makrokrystallinem Diabas, dessen hin und wieder hier auftretende eigenartige Structurverhältnisse (Netzstructur) später Besprechung finden.

Um die nordwestliche Verbreitung des Gesteins festzustellen, wurde das Gebirge bis Gschnitz untersucht, und es ergab sich als das am meisten nach Westen vorgeschobene Vorkommen ein niedriger thalab streichender Grat, dem überdies unter allen Diabas-Aufschlüssen die geringste Erhebung über die Thalsohle zukommt. Er findet sich am Faltsanigraben in 1330 Meter Höhe und kaum 200 Schritte vor dem Austritte des Baches aus dem Waldgebiet in die Wiesen, in der Zone des unteren Bänderkalkes, dessen wenig mächtige Schichten in h 17 W.—O. streichen und unter 25° S. einfallen. Anstehend tritt dieser feinkörnige weisse oder gelb bis grünlich weiss gebänderte Kalk am nahen Bache hervor, während die Umgebung des Diabas besäet ist mit Blöcken von Quarzconglomerat und einem schwarzen glimmerarmen Schiefer, dessen Blätter die Abdrücke verschiedener Pteridophyten der Anthracitformation zeigen.

Die Diabasmasse dieses Standortes (Gestein Ia) ist durchsetzt von Adern dichten Kalkes, der spätig wird, wo er die grüne schuppige Zersetzungsmasse desselben, also in der Contactzone, aufnimmt. Den Abfall dieses Grates gürtet eine Breccie, bestehend aus Diabassplittern und aragonitischem Cement.

Auf der Ostflanke des Joches legt sich an den phyllitischen Grundstock eine Zone quarzitischer Gesteine des oberen Carbons, deren Schichten bei geringem Einfallen gegen Ost denen des Thonglimmerschiefers parallel streichen (h 1—2 N.—S.). Den weitaus grössten Antheil an der Bildung dieser Vorlage nimmt ein früher als Verrucano bezeichnetes Gestein, das aus dichtem bis feinkörnigem Quarze von trübweisser Farbe besteht: die Flächen seiner rhomboëdrischen Trennungs-

gestalten (transversale Schieferung) sind rauh, corrodirt und mit dünnen Häutchen von Serizit, untermischt mit spärlichen Lamellen von Muscovit, überzogen. Dem Weiler Siegreit gegenüber wird die quarzitische Zone von einem in die Sill sich ergiessenden Bächlein durchrissen, dessen Rinnsal sich jochaufwärts zu einer waldigen Schlucht erweitert. In dieser fallen neben den gerundeten Geschieben des Glacialdiluviums die scharfkantigen Diabasblöcke auf, die zum Theil mit Gestein Ia identisch sind, der Mehrzahl nach aber durch graue Färbung und mikrokrystalline Natur sich als neue Varietät desselben Gesteins zu erkennen geben. Vier Standorte liegen im Gebiete dieses vielverzweigten Grabens, davon weisen nur zwei die feinkörnige Varietät auf, die wir in Folgendem als Gestein IIa bezeichnen.

In 1230 Meter Höhe erhebt wiederum der Phyllit seine zersetzten Schichtenköpfe, streicht h 11 N.—S., fällt unter 50° O. und nimmt durch Auftreten grösserer Flasern lichten Glimmers ein gneissähnliches Aussehen an. Dünne Quarzschlieren, sowie reichliche Nester von Eisendolomit und Kupferkies sind demselben eingelagert.

Hier gelang es auch, über den Contact zwischen Phyllit und Diabas Auskunft zu erhalten, indem sowohl die Anlagerung der Schichten des Schiefers an das Eruptivgestein beobachtet, als auch mehrere theils mit Diabas verkittete, theils von ihm durchdrungene Phyllittrümmer aufgefunden wurden. Die Höhenlinie von 1520 Meter bezeichnet die Grenze zwischen Phyllit und Diabas, und verläuft am Fusse einer stufenartigen Ueberhöhung, die 5 Meter hoch ist, aus Gestein Ia besteht und eine Mulde abschliesst, die von den zwei Diabaswällen gebildet ist. Diese Localität ist, wie die ausgedehnteste, so die am leichtesten zugängliche und instructivste, indem auf einem Fundamente makrokrystallinen Gesteins ein mit einer Kuppe endigender Wall von feinkörnigem Diabas aufsetzt, an dessen unterer Grenze Trümmer desselben Gesteins in porphyrischer Ausbildungsweise aus dem Boden emporragen (Gestein IIb). Beide Wälle verflachen sich bergauf in sanft gewölbte Rücken.

Die Kuppe von Gestein IIa ist auch hier tief hinein zerborsten, zeigt aber im Gegensatze zur Absonderungsweise des grobkörnigen Diabases leistenförmige, im Durchschnitt rhombische Spaltungsformen ohne Spur von Gleitflächen.

Weniger bedeutende Diabas-Aufschlüsse werden vom Wege durchschnitten, der vom Weiler Nösslach zur Berger-Alpe führt; es sind niedrige, langgestreckte Rippen, die von dichter Vegetation verhüllt, einigen Seitenbächen des Siegreiter Grabens parallel, gegen diesen hin convergiren und nur am tief einschneidenden Wege und den Abstürzen ihrer Grate blossliegen. Einer dieser Knorren zeigt am Wege Gestein Ia, verschwindet dann unter der Vegetationsdecke, lässt sich jedoch im Relief verfolgen und bricht als niedrige Kuppe des Gesteins IIa zu Tage. Ein letzter Standort findet sich an einem, in der Richtung gegen Gries der Sill zufliessenden Bächlein. Die Localität präsentirt sich als leichte Erhebung des Bodens und besteht aus Gestein Ia.

Dass ehemals noch ausgedehntere Aufschlüsse blosslagen, beweisen die nahezu in allen Bächen und tieferen Runsen zwischen Trins, Nösslacher Joch und Gries auftretenden Diabas-Geschiebe, die sämmtlich von relativ grosser Frische sind und Gestein Ia angehören.

Was die Beziehungen der verschiedenen Diabasvorkommen zu einander betrifft, so scheint man es mit Blosslegungen eines einzigen eruptiven Stockes zu thun zu haben. Dafür spricht vor Allem die Thatsache, dass an all jenen Standorten, wo der Phyllit noch oberhalb blossgelegter Diabasmassen vorkommt, derselbe die gleiche Streichrichtung, denselben Fallwinkel einhält wie unterhalb derselben. (Erster Standort.)

Die Kuppe feinkörnigen Diabases am Siegreiter Graben lässt keinen Uebergang in Gestein Ia beobachten, vielmehr ist die offen daliegende Grenze eine durchaus scharfe; erstere dürfte somit das Resultat einer späteren Hervorpressung aus dem Erdinnern, der oberirdische Abschluss eines Zweigstromes sein. Ueberdies können makrokrystalline Gesteine wie Ia nur bei sehr allmäliger Abkühlung sich bilden. Gegen die Annahme, welche die einzelnen Gesteinsaufschlüsse als Ränder einer Decke auffasst, spricht neben den eigenartigen Verhältnissen des Jochreliefs die bedeutende Höhendifferenz, welche die einzelnen Standorte trennt.

Ob bei der Bildung des Diabasstockes die Schieferhülle nur aufgerichtet oder auch durchbrochen wurde, das zu entscheiden überlassen wir geübteren Geologen; uns genügt, zu constatiren, dass die Streichrichtung des Phyllites in seiner ganzen zonaren Ausdehnung von Gschnitz bis Gries den Umrissen des Massivs folgt, das von der Sill im Osten, vom Obernberger Bache gegen Süden, vom Gschnitzer Bache im Norden begrenzt wird und dass die Contactstücke zwischen Phyllit und Diabas eine petrographische Beschaffenheit aufweisen, aus der die Präexistenz der Schieferhülle vor der Emporhebung des Massengesteins gefolgert werden muss.

Mineralogische Charakteristik.

Gestein Ia, Tafel XI, ist ein Gemenge von Plagioklas, Augit Muskovit, Chlorit und Magneteisen, accessorisch treten auf Orthoklas Quarz, Pyrit und Kalkspath. In structureller Hinsicht erweist es sich als durchaus holokrystallin, wobei aber aus dem körnigen Verbande der Gesteinselemente Plagioklase von auffallender Grösse hervortreten, die besonders der zersetzten Oberfläche der Trümmer ein geflecktes Aussehen verleihen. Locale Anhäufungen von Plagioklas geben den damit erfüllten Gesteinspartien sowohl dichteres Gefüge, als auch lichtere Färbung. Letztere erscheint auf frischen Bruchflächen graugrün, der Bruch uneben bis splitterig, die Härte des unzersetzten Gesteins ist 6·4, bedeutend geringer bei fortgeschrittener Umwandlung. Die mittlere Dichte[1]) beträgt 2·767.

Als an Häufigkeit und Grösse der Individuen weitaus vorherrschendes Element präsentirt sich der Plagioklas. Seine meist nur durchscheinenden Prismen und Fragmente durchlaufen alle Grössen von der mikrolithischer Nadeln bis zu 1 Centimeter Länge, ihre Farbe ist mattweiss, gewöhnlich mit grünlicher Trübung. Die Spaltungsflächen zeigen Wachsglanz, die Zwillingsstreifung ist oft schon mit freiem Auge

[1]) Mittel aus 13 Bestimmungen nach Gadolin.

sichtbar. Die Lamellen der grösseren Individuen zeichnen sich durch ihre, bis auf 1·5 Millimeter steigende Dicke aus, und sind mitunter durch interponirten, erdigen Chlorit markirt. Nicht selten begegnet man auf Durchschnitten grösserer Individuen einer, durch gehäufte Chloritsubstanz veranlassten, centralen Verdunklung. In einer Gesteinsspalte am Siegreiter Graben fanden sich zwei Drusen ausgeschiedener Plagioklase, deren meist dicktafelförmige Zwillinge bis 2 Millimeter Länge erreichen und deren häufigste Formen M, P, T, l u y sind. Die Zwillingsbildung geschieht theils nach dem Albitgesetz, theils nach dem Albit- und Bavenoer Gesetze.

Dem triklinen Feldspathe steht der Augit an Häufigkeit um ein Bedeutendes nach. Seine bräunlich- bis weinrothen Körner und Bruchstücke erreichen manchmal die Grösse von 1 Millimeter und bilden in Mischung mit gleich grossen Glimmerlamellen, erdigem Chlorit und kleineren Feldspathen eine feinkörnige Masse, die in allen Richtungen von Scheitern und Fetzen des Magneteisens durchzogen ist, während einzelne grössere Muskovitblättchen, sowie Nester von Pyrit durch das Gestein zerstreut aufleuchten. Der Calcit, der stellenweise in feinen Adern und Häutchen das Gestein durchzieht, dürfte wohl als Product der Zersetzung der Plagioklase zu deuten sein. Drusen von Kalkspath mit wasserhellen, 3 Millimeter grossen Krystallen von R.—R. finden sich in den zahlreichen Klüften.

Die Untersuchung der Dünnschliffe fügt der makroskopischen Charakteristik noch folgende Details bei: Die triklinen Feldspathe zeigen durchgehends eine weit vorgeschrittene Umwandlung. Grösstentheils sind es prismatische Durchschnitte, die gänzlich zu einer trübweissen, undurchsichtigen Masse umgewandelt sind; oft gingen bei fortschreitender Veränderung selbst die Conturen verloren, und es treten dann irregulär begrenzte und sich zwischen den anderen Gesteinselementen durchdrängende Massen auf, die eine matte Aggregat-Polarisation zeigen und neben Haufen erdigen Chlorites winzige, wasserhelle Plagioklase einschliessen. Ein anderes Stadium der Umwandlung des Feldspathes zeigen jene körnigen Aggregate, welche das ganze Gestein, und zwar oft mit Zurückdrängung der übrigen Gemengtheile durchziehen. Vollkommen durchsichtig, zeigen sie lebhafte Aggregat-Polarisation; ihr genetischer Zusammenhang mit Plagioklas wird dadurch klar, dass nicht selten die Endigungen der leistenförmigen Schnitte des letzteren sich in Garben und Büschel auflösen, deren Elemente aus perlschnurähnlich geordneten Körnchen von vorhin erwähnter Beschaffenheit bestehen.

Manche Feldspathe, bei denen der Schliff normal die Zwillingsebene traf, zeigen das seltene Phänomen, dass die Lamellen aus parallelen Streifen solcher Körnchen bestehen, welche die den einzelnen Zwillingslamellen entsprechenden Wechselfarben zeigen. Seltener bilden derartige Aggregate undulirend verlaufende Stränge.

Unveränderte Leisten und Nadeln von Plagioklas finden sich überdies als Einschlüsse im Muskovit, während die Zahl der nicht umschlossenen hellen und grösseren Feldspathe eine verschwindende ist. An die Plagioklase, welche in dem an erster Stelle beschriebenen Umwandlungszustande sich befinden, ist hauptsächlich die grüne Färbung

des Gesteins gebunden, indem pulvriger Chlorit diese Plagioklase imprägnirt, und sich besonders gegen die Mitte und die Trennungsflächen der Individuen anhäuft. Es liegt nahe, ihn für ein Umwandlungsproduct der Augite zu halten, da selbe am Rande und in den Sprüngen stets von einem breiten Chloritbande umsäumt werden. Bei Behandlung mit HCl entfärbt sich der Schliff merklich, dabei wird CO_2 frei, ohne dass das Mikroskop an der betreffenden Stelle eine Spur von Calcit zeigt. Sehr vereinzelt finden sich Orthoklase durch das Gestein zerstreut, ihre Krystallschnitte sind von grosser Frische, entbehren deutlicher Einschlüsse und zeigen mitunter Zonarstructur, indem farblose mit blassröthlichen Schichten wechseln. Die Augite erweisen sich unter dem Mikroskope meist als kurz säulenförmige Krystalle, deren regellose Sprünge mit Schüppchen und Pulver von Chlorit erfüllt sind, und von denen aus dieses Mineral sich in die Felder des Krystallschnittes hineindrängt. Die Betrachtung solcher Schnitte reproducirt den Eindruck, welchen der in Serpentinisirung begriffene Olivinkrystall hervorruft; das Sprungsystem im Innern des Krystalls ist der Sitz der Umwandlung hier des Olivins in Serpentin, dort des Augites in Chlorit. In vielen Augitschnitten ist die Zersetzung so weit gediehen, dass aus der fast opaken Chloritmasse nur isolirte Körnchen aufleuchten, deren übereinstimmende lebhafte Interferenzfarben ihre Zusammengehörigkeit beweisen.

Ausserdem finden sich ebensowohl einzelne kreisrunde Schnitte als auch regellose Fragmente und Splitter, die beiden letzteren auch als Einschlüsse im Glimmer. Die Auslöschungsschiefe des Augites (aus 6 Messungen) betrug $39^{0}—40^{0}\ 30'$; Pleochroismus ist kaum bemerkbar.

Die makroskopisch sichtbaren silberglänzenden Lamellen sind der geringste Theil des im Gestein vorhandenen Muskovites; er erscheint im Schliffe blassgrün, Dichroismus ist deutlich, die Basisfarbe grün, die Axenfarbe bräunlichgrün, die Auslöschung gerade. Die Schnitte parallel zur Hauptaxe zeigen die bekannte Streifung. Ausser den erwähnten Plagioklasen umschliesst der Glimmer Chlorit, sowie opake Körner und Fetzen eines *Fe*reichen Minerals die mit HCl unter Zurücklassung farbloser Schuppen die gelbe Eisenlösung geben. Magneteisen in Form schmaler Leisten, Stäbe, Scheiter und deren Gruppen vertheilt sich in grosser Menge durch das Gestein, ihre Länge schreitet von mikrolithischen Dimensionen bis zu der von zwei Millimeter fort. Aus dem gepulverten Gestein werden sie durch einen mässig starken Magneten vollständig ausgezogen, lösen sich in erwärmter Salzsäure. Die Phosphorsalzperle zeigte die bekannte Eisenfärbung, von Anataskryställchen in derselben konnte trotz reichlichem Zusatz des gepulverten Metalles nichts beobachtet werden, ebenso ergab eine im chemischen Laboratorium der k. k. Universität angestellte Analyse kaum Spuren von Titansäure. Dies rechtfertigt die Bestimmung des Gemengtheiles als Magneteisen, gegenüber der Angabe Mügge's, nach der es Titaneisen sein soll. Einige neuseeländische Diabase, die mit unserem Gestein grosse Uebereinstimmung zeigen, führen dieselben Gestalten des Magneteisens, diese sind jedoch sämmtlich von einer braunen Zone des Eisenoxydhydrates umgeben, was wohl auf Magnetit, nicht aber auf Titaneisen hindeutet.

Quarz tritt in Splittern und sehr vereinzelt auf; neben nicht bestimmbaren opaken Nadeln und winzigen Plagioklasleisten führt er wolkig gruppirte Einschlüsse von graugrüner Farbe, die mit der gesteinfärbenden Chloritsubstanz identisch sein dürften.

Erwähnung verdient noch ein wasserheller quergestreifter Gemengtheil, der in dünnen Adern Plagioklase und Augite durchbricht und stellenweise Netze bildet; es ist Calcit, der in Sprüngen des Gesteins sich ausgeschieden. Indessen sind es immer nur beschränkte Gesteinspartien, die durch das Auftreten des Calcites in oben beschriebener Weise verändert werden, weitgehender ist der alterirende Einfluss, den nachträglich in die Gesteinsklüfte von aussenher infiltrirter Ankerit auf die benachbarten Diabaswände ausübt. Gelblich weiss, grau oder rosenroth von Farbe, durchzieht das blättrigspäthige Mineral in papierdünnen bis 4 Centimeter dicken Adern des Diabas des ersten Standortes und am Siegreiter Graben, und es machen sich an den Berührungsstellen besonders folgende Erscheinungen geltend. Wiewohl im Allgemeinen das eruptive Gestein gegen das Infiltrat hin scharf abgesetzt erscheint, finden sich in der Grenzzone doch Partien, wo Diabasfragmente oder dessen isolirte Gemengtheile sich auf mehrere Millimeter weit in den Ankerit hineinziehen, ja nicht selten lässt sich eine intermediäre Region unterscheiden, wo in einer durch Chlorit getrübten körnigen Ankeritgrundmasse sämmtliche Gemengtheile des Diabas eingebettet liegen. Neben unzersetzten kleineren Feldspathprismen trifft man nicht selten Schnitte von prismatischen Conturen, die eine trübweisse Masse einschliessen, aus der nach Entfernung des Calcites ein gerüstähnliches Gebilde, das Ueberbleibsel des nahezu vollständig zersetzten Plagioklases, zum Vorschein kommt.

Vereinzelt finden sich Gruppen von Quarzkörnchen durch Kalkadern in Felder getheilt und noch seltener winzige Augite. Glimmer tritt sehr zurück, der vorhandene ist meist in die erwähnte opake Masse umgewandelt.

Noch mag hier einer eigenartigen Abänderung des Gesteins Ia erwähnt werden, wie sie an einigen Blöcken des östlichsten Standortes der Nordflanke des Joches auftritt. Diese Blöcke zeigen bei schwarzgrüner Farbe grobkörnigen Bruch, auf dem die Menge dunkler Glimmerlamellen auffällt. Der Dünnschliff zeigt makroskopisch ein netzähnliches Gefüge; helle Maschen von dunkelgrünen bis schwarzen Strängen gebildet, die sich stellenweise zu Knoten verstricken. Unter dem Mikroskop (Taf. XI) erscheinen die hellen Felder als Plagioklase, deren Zwillingsstreifen mitunter undulirenden Verlauf zeigen, die Schnitte sind durchsäet von winzigen Plagioklasprismen, spärlichen Magneteisenkörnchen, Glimmerlamellen und einigen braunen Turmalinen. Chlorit tritt nur in den die Plagioklasfelder durchsetzenden Sprüngen auf. Die dunklen Stränge und Knoten führen tiefsmaragdgrünen und gelben Glimmer, die Reihe der Uebergangsfarben, sowie die Identität des optischen Verhaltens beweisen ihre Zusammengehörigkeit. Wo die Verwitterung tiefer in das Gestein eingedrungen, erscheint sämmtlicher Glimmer gelb, die dunkle Umwandlungsmasse wird reichlicher und färbt sowohl die eingeschlossenen, wie auch die benachbarten Feldspathe bräunlich. Hohlräume, wie sie in der Zersetzungsschicht dieses Diabases nicht selten

sind, führen Gruppen und Büschel wirr durch einander geworfener schwarzer Nadeln (Göthit?); rostfarbene Flecken, die sie nicht selten begleiten, lassen sie als eisenhaltige Neubildungen erkennen.

Gestein Ib. Diese Varietät stellt die dichte Ausbildung des Gesteins Ia dar, und es lassen sich mit Rücksicht auf die Structurverhältnisse zwei Arten desselben unterscheiden, eine massige und eine schieferige. Indem im phanerokrystallinen Diabas Ia die grösseren Plagioklase allmälig verschwinden, dafür aber Calcit und Chlorit überhandnehmen und sämmtliche Gemengtheile zu mikroskopischen Dimensionen herabsinken, entsteht ein dunkelgraugrünes, ziemlich weiches (4·0—4·5) Gestein, dessen Gemengtheile nach Auflösung von Calcit und Chlorit in Säure sich isoliren, und das durch allmälig prädominante Parallelstructur schieferig wird.

Das Vorkommen des dichten Diabases ist an keinen bestimmten Standort ausschliesslich gebunden, vielmehr tritt er innerhalb der meisten grösseren Diabasmassen auf. Indem diese weniger zähen lenticulären oder plattenförmigen Massen das Gestein Ia durchziehen, beeinflussen sie die Berstungsrichtung, und wirklich finden sich an der Oberfläche der meisten Trümmer mehr weniger ausgedehnte Partien dichten Diabases, die in Folge nachträglicher Verschiebung tiefgrüne glänzende Gleitflächen besitzen. Gesagtes gilt vorzüglich von jener dichten Diabasvarietät, in der eine parallele Anordnung der Gemengtheile noch nicht zur Wahrnehmung kommt; Diabasschiefer findet sich ohnehin nur sehr vereinzelt, aber stets durch Uebergänge mit Gestein Ib verbunden. Die gliederreiche Uebergangsreihe zwischen phanerokrystallinem Diabas (Ia) und seiner schieferigen Ausbildungsweise veranlasste die Anfertigung zahlreicher Dünnschliffe, deren erstere noch ein durchaus körniges Gefüge dieses Gesteins zeigen. Ein bedeutender Antheil an der Zusammensetzung dieser Diabase fällt dem Calcit zu; seine Adern durchziehen dieselben in allen Richtungen, Complexe desselben Minerals bilden gegitterte Felder, deren Helligkeit durch Chlorit getrübt wird, der sie umsäumt und mit den Zersetzungsproducten des Plagioklas dieselben durchdringt. Ausserdem finden sich einzelne Plagioklase mit breiten Zwillingslamellen und lebhaft chromatischer Polarisation, winzige Magnetite und Augitsplitter. In jenen Gesteinspartien, in welchen Calcit zurücktritt, ist die Vereinigung der Gemengtheile durch die helle körnige Zersetzungsmasse des Feldspathes hergestellt. Die Textur des Diabasschiefers endlich ist eine solche, dass Lamellen grünen Muscovites mit keineswegs zusammenhängenden, netzartig durchbrochenen Lagen chloritischer Substanz wechsellagern; letzterer sind frische Plagioklase, Glimmerflasern und Schüppchen von Pyrit eingebettet, plattgedrückte Hohlräume führen ebenfalls Gruppen von Plagioklas. Ein secundäres, die Schieferstructur beeinflussendes Element sind dünne linsenförmige Ausscheidungen faserigen Calcites.

Gestein IIa. Der an der linken Kuppe des Standortes am Siegreiter Graben anstehende Diabas zeigt graue Färbung, der Bruch ist splitterig, die Härte 6·5—6·8, die Dichte (aus 9 Wägungen) 2·64. Die Spaltungsgestalten sind prismatisch, von rhombischem Durchschnitte. Ein Uebergang in das Gestein Ia, das am bezeichneten Orte den Grundstock bildet, auf welchem der Kegel des feinkörnigen Diabas

aufsetzt, war nicht auffindbar. Makroskopisch erkennbar sind Glimmer und Pyrit, die übrigen Gemengtheile bilden eine mikrokrystalline Masse, an der bei fünffacher Vergrösserung noch Magnetit, sowie Plagioklase als weisse Punkte und Strichelchen sichtbar werden.

Unter dem Mikroskop (Taf. XI) macht das Gestein gegenüber Ia den Eindruck grosser Frische, der besonders in spärlicher Vertheilung der chloritischen Trübungsmasse sich ausdrückt; diese scheint durch den geringen Antheil bedingt zu sein, welchen der Augit an der Zusammensetzung dieses Diabases nimmt. In letztere treten ein: Plagioklas, Biotit, Magneteisen; Orthoklas findet sich viel verbreiteter als bei Gestein Ia, von Augit liessen sich in zwei, je zwei Quadratcentimeter messenden Schliffen nur fünf relativ frische Krystallschnitte eruiren.

In den Dünnschliffen des unzersetzten Gesteins vermisst man in den Plagioklasen die weissgrüne trübende Masse, die in angewitterten Stücken zunimmt und mit zersetztem Pyrit das Gestein gelbgrau färbt. Sie findet sich in ersteren sehr vereinzelt in fast undurchsichtigen wolkigen Aggregaten, die sich um undeutlich contourirte Körnchen gruppiren; mit *HCl* geätzt, werden diese durchscheinend, ihre Begrenzung deutlicher. Der gewöhnliche Zustand, in dem der trikline Feldspath auftritt, ist der der Umwandlung zu pelluciden körnigen Aggregaten, die entweder plasmodienartige Netze bilden, in deren Maschen und Fugen sich wirr durcheinander gestreute oder radial gruppirte Nadeln und Prismen von Plagioklas ansiedelten, oder zusammenhängende Körnergruppen, an denen zum Theil nur prismatische Umrisse, zum Theil auch Zwillingsstreifung, stets aber Aggregatpolarisation wahrnehmbar sind. Die viel selteneren, unveränderten Plagioklase führen zahlreiche Einschlüsse, die fast ausschliesslich aus stäbchenförmigen Kryställchen und Nadelbüscheln bestehen, deren optisches Verhalten sie als trikline Feldspathe charakterisirt. Aehnliche Nadelbüschel bilden mitunter den Kern des Krystalls, halten dessen Umrisse fest und enden mit den bekannten streifenartig angeordneten Zersetzungsaggregaten.

Die grössten Plagioklase wurden mit 1·5 Millimeter Länge bei 0·4 Millimeter Breite gemessen. Der Antheil des Plagioklas an der Gesteinsconstitution stellt sich auf circa drei Fünftel.

Die den triklinen Feldspathen an Grösse gleichkommenden scharf begrenzten Prismenschnitte des Orthoklas sind wasserhell, oft mit ausgezeichneter Zonarstructur und nahezu einschlusslos.

An die Stelle des hellgrünen Kaliglimmers, wie er Gestein Ia wesentlich zukommt, tritt bei IIa Biotit in rothbraunen, auf Schnitten normal zur Basis graubraunen Flasern auf, die Feldspathe und Magnetit einschliessen. Dichroismus ist deutlich, Dunkeleffect bei + Nicols in normal zur Hauptaxe getroffenen Lamellen beweist ihren scheinbar optisch einaxigen Charakter. Die wenigen polygonalen Schnitte des Augites entbehren in ihren Sprüngen des Chlorites und schliessen Körnchen und erdige, wahrscheinlich dem Magneteisen angehörige Aggregate ein. Dem Augit dürften die oben erwähnten, in Chloritwolken eingebetteten Körnchen angehören.

Noch mehr als bei Gestein Ia nimmt Quarz an der Zusammensetzung von Gestein IIa theil; selten sind es indessen Körner, die aus den Plagioklasaggregaten in den lebhaftesten Interferenzfarben hervorleuchten, sondern winzige Splitter und regellos begrenzte Fetzen. Das Magneteisen stimmt in Umriss, Mengenverhältniss und nahezu auch in der Grösse mit dem von Gestein Ia überein, viel verbreiteter sind die schuppigen Haufen von Pyrit; auch den Schnitten des Calcites begegnet man nicht selten; Adern dieses Minerals fehlen gänzlich.

Am Fusse der aus mikrokrystallinem Diabas aufgebauten Kuppe stösst man auf einzelne Diabastrümmer von scheinbar dichter Structur, deren einige unter der Loupe als feinkörnig erkannt wurden, andere erscheinen makroskopisch durchaus dicht; die Absonderungsflächen der letzteren glänzen wachsartig, der Bruch ist flachmuschelig bis splitterig, die Härte 5·6, die Dichte (aus 11 Wägungen) beträgt 2·49. Die Untersuchung mehrerer Handstücke ergab das Vorhandensein einer Uebergangsreihe von IIa zu dieser Varietät, die sich unter dem Mikroskope (Taf. XI) als porphyrartige Ausbildungsweise des feinkörnigen Diabases zu erkennen gibt. Ihre Grundmasse [1]) ist ein Gemenge der Umwandlungsproducte des Plagioklas: heller Körnchen, Nadeln und grünlich weisser Flocken. Dichte Anhäufungen derselben Substanz, mitunter durch Ocker gebräunt, vertheilen sich gleichmässig und verleihen ihr ein geflecktes Aussehen.

Eingesprengt sind wenige, oft undeutlich begrenzte Plagioklase, häufiger Körnchen und Splitter von Augit und Pyritwürfel.

Magneteisen und Biotit fehlen, die Gegenwart von Calcit wird durch Säure nachgewiesen.

Eines dieser Trümmer zeigte den Contact mit dem bereits erwähnten gneissähnlichen Phyllit. Die beiderseitige Abgrenzung ist eine so scharfe, dass keines der beiden Gesteine Bestandtheile des anderen aufnimmt.

Der Schliff, normal auf die Berührungsebene, zeigt eine mit Ocker gefüllte Grenzkluft, an die sich einerseits der Diabas anlegt, bestehend aus einer gelbgrauen dunkelgefleckten Grundmasse mit halbzersetzten Feldspathen, andererseits der Phyllit, dessen Schliffbild in Uebereinstimmung mit einem Schliffe desselben Gesteins von einer tieferen Localität in ungestört schiefriger Anordnung Muskovitflasern zeigt, wechselnd mit Lagen von Quarz, der Rhomboeder von Eisendolomit, sowie zahllose Wolken und Streifen pulverigen Brauneisenerzes einschliesst. Die Färbung des Diabas durch dieses Mineral ist wohl das einzige Phänomen, das auf den Contact des Eruptivgesteins mit dem ockerreichen Schiefer zurückzuführen ist.

Im Gegensatze zu diesem, scharfe Abgrenzung der sich berührenden Gesteine aufweisenden Stücke, wurden an mehreren anderen Blöcken Contacterscheinungen beobachtet, die auf innige Durchdringung beider hindeuten. Die Gegenwart reichlichen Eisenockers modificirt vielfach das Bild, dass der reciproken Beeinflussung der sich penetrirenden Gesteine entspricht, doch finden sich auch mikroskopisch ockerärmere

[1]) Da keine Spur von Magma vorhanden und die Structurverhältnisse des den Einsprenglingen gegenüberstehenden Bestandtheiles des Gesteins am körnigen Typus festhalten, so kann von einer Grundmasse hier nur in analogem Sinne die Rede sein.

Partien von frischer graugrüner Färbung und bedeutender Härte (6·8). Reichlicher Quarz in Fragmenten und Körnern, sowie als Adern und Nester durchdringt das Gestein, und bleigraue, dem Phyllit angehörige Ablösungsflächen durchlagern dasselbe in allen Richtungen. Unter dem Mikroskope lässt sich das Vorherrschen und die Continuität der Gemengtheile des Schiefers und unter diesen besonders des Quarzes constatiren; in diese sind die durchgängig zersetzten Elemente des Diabas eingebettet. Die Feldspathe sind nur durch ihr graugrünes, wolkiges Zersetzungsproduct, die Augite durch gelbrothe Körnergruppen vertreten. Die Lamellen des Glimmers zeigen meist ein grünes Mittelfeld mit rostfarbenem Rande. Magnetit fehlt. Der ganze Schliff ist mit der erdigen Zersetzungsmasse des Eisendolomites sparsam durchsäet und von zahlreichen damit erfüllten Sprüngen durchzogen.

Leider stehen dem Verfasser dermalen nicht die Mittel zu Gebote, um durch Analyse auch zur Kenntniss der Diabase in chemischer Beziehung beitragen zu können.

Ueber Granititeinschlüsse im Basalt vom Rollberge bei Niemes in Böhmen.

Von **H. B. v. Foullon.**

Nordöstlich von Niemes liegt der Rollberg (694 Meter), der zum grössten Theile aus Kreidesandstein besteht, während der oberste Theil durch eine Basaltkuppe gebildet wird.

Herr Director Ludwig Slansky hatte die, uns zu bestem Danke verpflichtende Freundlichkeit, eine Anzahl Basaltstücke einzusenden, welche fremde Gesteine einschliessen, ferner Proben eines Gesteines, welches in der näheren Umgebung nirgends anstehend vorkommt, sich aber in losen Stücken am Abhange des Berges findet.

Den Basalt hat bereits Bořicky untersucht und in seiner bekannten Arbeit über die Basaltgesteine Böhmens kurz charakterisirt. [1]) In der glasreichen Ausbildung, wie ihn Bořicky beschreibt, liegt er mir nicht vor, alle Proben, die allerdings nie mehr als 5 Centimeter weit vom Contact mit einem Einschluss genommen werden konnten, lassen das Gestein als echten Basalt von hypidiomorph körniger Structur in sehr feinkörniger Varietät erkennen, wobei — wie gewöhnlich — idiomorphe Augite herrschend sind. Der letztgenannte ist auch das einzige Mineral, dessen Individuen ab und zu bedeutendere Dimensionen erreichen, ohne dass dadurch eine porphyrische Structur entstünde. Der Augit ist lichtgrau bis gelb und haben die grösseren Krystalle häufig einen grünen, meist ganz unregelmässig begrenzten Kern. Gegen den Contact zu sieht man öfter zerbrochene Augitkrystalle im Basalt. Der in kleinen Leisten auftretende Feldspath kann nicht, wie Bořicky angibt, Anorthit sein, denn von verdünnter heisser Salzsäure wird er selbst bei längerer Behandlung in Dünnschliffen nur sehr wenig angegriffen.

In beträchtlicher Zahl erscheinen jene bekannten Magnetitanhäufungen nach Hornblende. Von Interesse ist, dass einzelne dieser Anhäufungen, die nur sehr selten Reste von brauner Hornblende ent-

[1]) Die Arbeiten der geologischen Abtheilung der Landesdurchforschung von Böhmen. II. Th. Prag 1874, S. 132.

halten, scharf die achteckige Form und Winkelwerthe des Augit zeigen und manchmal mehr als zur Hälfte das Magnetithaufwerk fehlt, an dessen Stelle der entsprechende Theil eines homogenen Augitkrystalles sich befindet. Doch liegt die Augitsubstanz nicht central allseitig von dem Magnetitkranz umgeben, sondern ein Theil eines Krystalles mit guter äusserer Begrenzung besteht aus ihr, während ein Drittel, die Hälfte oder auch mehr des Individuums durch ein Gemenge von Magnetit, Augitkryställchen und Feldspathsäulchen ergänzt ist. Es ist möglich, dass ein eisenreicher präexistirender Augit aufgelöst und an dessen Stelle, unter Abscheidung von Magnetit, ein eisenarmer in gleicher Orientirung sich wieder gebildet hat. Ob der oft als Kern vorhandene grüne Augit zu diesen Bildungen Anlass gab, lässt sich nicht sagen. Dort, wo die grünen Kerne stark angefressen sind, ist eine Abscheidung von Magnetit in dem umwachsenden Augit nicht eingetreten.

Bořicky führt auch Nephelin als Gemengtheil an. Aber schon die Begründung für dessen Anwesenheit, die er gibt (a. a. O.), beweist, dass er Apatit mit dem Nephelin verwechselt hat. Während ich letzteren nicht auffinden konnte, ist ersterer local häufig. Er erscheint in kurzen dicken Prismen von dunkelvioletter Farbe mit zahlreichen opaken Einschlüssen, so dass man auf den ersten Blick glaubt, Nosean vor sich zu haben. Irgend welches Glas lässt sich nicht nachweisen. Es sei gleich hier bemerkt, dass der Olivin in der Nähe des Contactes äusserst selten zu sehen ist, die übrigen Eigenthümlichkeiten der Contactzone werden unten ihre Schilderung finden.

Vorerst seien die eingeschlossenen Gesteine betrachtet. Ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach sind sie alle gleich und unterscheiden sich nur in der Korngrösse und in der Form der aufbauenden Bestandtheile. Weitere Unterschiede liegen weniger in der durch die Berührung mit dem Basaltmagma entstandenen Veränderung, als in dem Umstande, ob der Einschluss nachher durch längere Zeit mit Atmosphärilien in stete directe Berührung kam oder nicht. Eine Anzahl der mir vorliegenden, ursprünglich im Basalt eingeschlossen gewesenen Gesteinsstücke hat die Basalthülle völlig oder zum grössten Theile verloren, andere sind bis auf die mechanischen, hier vorgenommenen Eingriffe, von nahezu dichtem Basalt noch ganz umschlossen. Durch die Berührung mit dem Basaltmagma sind auch leicht zersetzbare Neubildungen entstanden auf die bei den Proben ersterwähnte Art, da Atmosphärilien ungehindert einwirken konnten und weitgehende Veränderungen bewirkt haben.

Im Wesentlichen bestehen die Einschlüsse nur aus Feldspath und Quarz. Ein loses, circa faustgrosses Stück enthält ungefähr $^2/_3$ Feldspath- und $^1/_3$ Quarzkörner von durchschnittlich Hanfkorngrösse. Das Gemenge ist von einer dunkelrostbraunen schlackig-zelligen Masse ungleichförmig durchsetzt und lässt sich das Gestein demnach ziemlich leicht zerbröckeln. Andere solche Stücke sind von Chalcedon durchtränkt und in Folge dessen fest und hart.

Die mikrospische Untersuchung lässt den weitaus grössten Theil des Feldspathes als Orthoklas erkennen, fein zwillingsgestreifter Plagioklas spielt eine ganz untergeordnete Rolle. Der Feldspath ist mit unzähligen Dampfporen durchsetzt. Schon hier gewahrt man einzelne

Individuen, die eine dünne Hülle besitzen, welche von diesen Poren frei oder nahezu frei ist. Der Quarz enthält viel weniger, aber oft grosse Dampf- oder Gasporen, nicht selten als scharf ausgeprägte „negative Krystalle“; Flüssigkeitseinschlüsse sind zweifelhaft, hingegen erscheinen, namentlich in einzelnen Individuen, auffallend grosse Glaseinschlüsse. In diesem Falle treten von ihnen aus Sprünge in den Quarz ein, und zwar gewöhnlich zwei, die in einer Ebene parallel mit einer Hauptschwingungsrichtung liegen. Die gleiche Erscheinung zeigt sich auch bei Dampfporen, die dann gerne in geringer Entfernung von ihrer Oberfläche mit einem Kranze winzigster Bläschen umgeben sind. Auf weitere Details über die Hohlräume und Einschlüsse sei verzichtet und nur noch der hie und da im Quarz vorkommenden, scharf ausgebildeten Zirkonkryställchen Erwähnung gethan.

Die schlackig-zellige Masse erweist sich als ein tiefbraunes Glas, das aber fast ausnahmslos „entglast“ ist. Es sind Erzpartikel, Trichite und allerlei Skelettbildungen, die die Entglasung bewirkt haben; von den letzten sei nur der casettenartig entwickelten Feldspäthe gedacht. Dieses Glas umgibt sowohl Quarz als Feldspath, ist aber nicht um alle Individuen vorhanden. Die ganze Vertheilung macht den Eindruck, als ob es von geschmolzenem eisenreicheren Glimmer herrührte, was ja mit der allgemeinen Erfahrung im Einklange steht.[1]) Die Einschlüsse würden demnach einem Granitit entsprochen haben. Auf die dem Rollberg nächstgelegenen Vorkommen solcher Gesteine wird unten zurückgekommen werden.

Die zweite Varietät hat grössere, bis über 1 Centimeter lange, tafelig ausgebildete Feldspathe und meist einen grösseren Gehalt an Quarzkörner als die erste. Es kommen aber hier auch Partien vor, in denen der Quarz stark zurücktritt.

Je nach dem letzterwähnten Verhältnisse ändern sich die Erscheinungen in der Berührungszone von Basalt und Granitit. Bei den quarzreicheren Partien sieht man in Schnitten senkrecht auf die Berührungszone zwischen dem fast dichten und schwarzen Basalt und dem Granitit ein circa 1—2 Millimeter starkes Band von grauer oder grünlicher Farbe hinziehen. Kommt ein grösserer Feldspathkrystall oder eine feldspathreiche Granititpartie mit dem Basalt in Berührung, so verschwindet häufig dieses Band, aber nicht immer. Bei verwitterten Stücken erscheint der Granitit zellig zerfressen, d. h. leichter zersetzbare Theile sind verschwunden und die widerstandsfähigen Rippen stehengeblieben. Mitunter lässt sich an diesen Vertiefungen die parallelepipedische Form deutlich erkennen. In allen vorliegenden Proben sind die Einschlüsse und der Basalt fest verwachsen, so dass beim Zerschlagen der Stücke leichter jede Gesteinsart für sich zerspringt, als eine Trennung längs der Contactzone stattfindet.

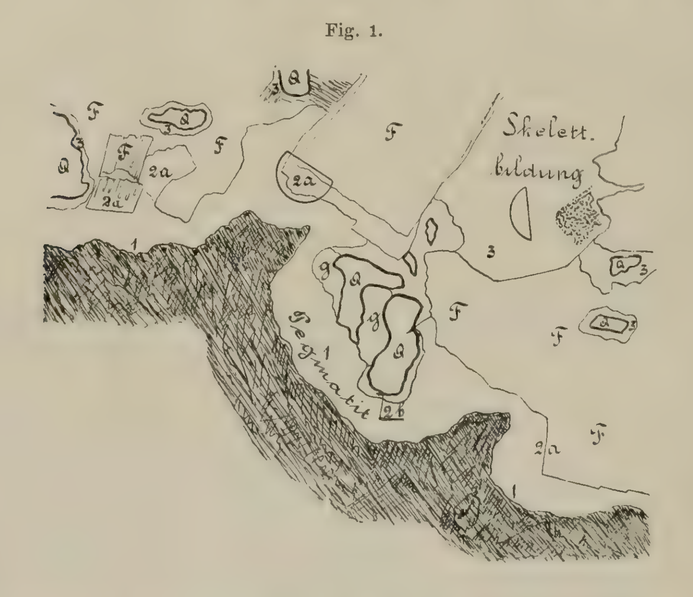
Bekanntlich sind die Contacterscheinungen bei im Basalt eingeschlossenen Gesteinen schon vielfach Gegenstand der Untersuchung gewesen. Ohne unnütz Literaturcitate zu häufen (siehe diesbezüglich Rosenbusch, Mikrosk. Physiog. d. massigen Gesteine. II. Bd. II. Aufl.,

[1]) Eine Ausnahme beobachtete v. Sandberger bei eingeschlossenen Gneissen. Siehe: Ueber den Basalt von Naurod bei Wiesbaden und seine Einschlüsse. Dieses Jahrbuch. 1883, S. 33—60. Darinnen S. 48, 1. Absatz.

S. 746), sei nur erwähnt, dass eine zusammenhängende Arbeit, welche die so mannigfach variirten Verhältnisse, wie sie durch Gesteinsart, Temperatur, Zeitdauer der Einwirkung, gegenseitige chemische Beschaffenheit u. s. w. bedingt sind, umschliessen würde, nicht existirt, sondern die Beschreibungen sich auf Specialfälle beschränken, in denen sich einzelne Erscheinungen wohl stets decken, immer aber auch gewisse Abweichungen bemerkbar werden.

Die mir vorliegenden Contacterscheinungen schliessen sich am besten jenen an, wie sie Bleibtreu im ersten Theile seiner Abhandlung schildert, die sich ansonst hauptsächlich mit den Olivinfelseinschlüssen befasst.[1]) Bleibtreu konnte drei Zonen in der Contactregion unterscheiden, die auch im vorliegenden Falle zu beobachten sind, doch ist ihre Zusammensetzung zum Theile eine etwas andere, als sie dort (a. a. O. S. 493), hauptsächlich dem Contact mit Basaltjaspis

Fig. 1.



und Sandsteinen entnommen, angeführt wird. Immerhin scheinen die Beobachtungen Bleibtreu's bei granitischen Gesteinen sich den hier beschriebenen insofern zu nähern, als er des Vordringens der neugebildeten Augite und Feldspathe in die Einschlüsse hinein erwähnt (a. a. O. S. 500). Die Contactzonen besitzen weder gegen den Basalt, noch gegen den Granitit scharfe Grenzen, ebensowenig weisen sie solche untereinander auf. In Fig. 1 ist die Contactregion, wie sie sich in einem Schliffe präsentirt, in groben Zügen mit Hinweglassung aller verwirrenden Details, dargestellt. Der untere schraffirte Theil zeigt den dunklen Basalt, der dem freien Auge ziemlich scharf gegen einen lichten Streifen hin begrenzt erscheint. Dieser mit 1 bezeichnete Theil

[1]) Beiträge zur Kenntniss der Einschlüsse in den Basalten mit besonderer Berücksichtigung der Olivinfelseinschlüsse. Zeitschr. der deutschen geolog. Gesellsch. 1883, Bd. XXXV, S. 489—556.

entspricht der ersten Zone. In der Nähe der Bestandtheile des Granitits treten veränderte Verhältnisse auf, sie seien als Zone 2 bezeichnet. Je nachdem Feldspath oder Quarz dem Einflusse des Basaltmagmas ausgesetzt waren, sind die Erscheinungen natürlich verschiedene, daher diese Zone in zwei Gruppen: $2a$ und $2b$ zerfällt. Die dritte Zone umfasst die Wirkungen innerhalb des Granitits. Die übrigen Bezeichnungen der Figur sind leicht verständlich: F entspricht Feldspath des Granitits, Q Quarz desselben; mit G sind glasreiche Partien bezeichnet. Ueberdies sind in die Skizze zwei Kreissegmente eingetragen, die jene Stellen umgrenzen, welche in Fig. 3 dargestellt sind.

Zu Zone 1. Diese Zone hat eine durchschnittliche Breite von 1 bis 2 Millimeter, doch sind die Dimensionen innerhalb gewisser Grenzen sehr wechselnd. 3 Millimeter werden wohl kaum überschritten, ganz verschwindet sie nie. Ihre Oberfläche folgt natürlich im Allgemeinen jener des eingeschlossenen Gesteinsstückes, ist im Detail aber ungemein complicirt. Je nach den Bestandtheilen des Granitits, die der Einwirkung des Basaltmagmas zunächst ausgesetzt waren, dringt das letztere verschieden weit vor, am weitesten wohl dort, wo Glimmer zwischen dem Feldspath und Quarz des Granitits vorhanden war, der ausnahmslos verschwunden ist.

Ein Dichterwerden des Basaltes gegen den Einschluss zu lässt sich im Allgemeinen nicht beobachten, eher das Gegentheil. Die dunklere Farbe des Basaltrandes wird durch grösseren Reichthum an Magnetit bewirkt, der Olivin fehlt, wie schon oben bemerkt, fast ganz, in unmittelbarer Nähe des Contactes und in der Zone 1 ist er nie gesehen worden. Feldspath und Augit erscheinen oft in grösseren Individuen als weiter vom Contact ab. Local sind kleine Biotitfetzchen häufig, die tiefer im Basalt in viel geringerer Zahl auftreten. Zusammengesetzt wird die Zone weit vorwiegend aus Feldspathsäulen, neugebildetem Augit, Hornblende, wenig Biotit und wechselnden Mengen von Magnetit.

Der Feldspath bildet Säulen, die jene des Feldspathes im Basalt an Grösse weit übertreffen und deren Dimensionen mit der Breite der Zone zunehmen. Ausnahmslos sind es Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz, polysynthetische Verzwillingung scheint ganz zu fehlen. Trotzdem möchte ich sie alle einem Plagioklas zurechnen. Aus den Auslöschungsschiefen in Feldspathzwillingsschnitten in Dünnschliffen, auf deren Zusammensetzung einen Schluss zu ziehen, ist nur in äusserst seltenen Fällen mit einiger Berechtigung möglich, eine volle Sicherheit bieten solche Schlüsse sozusagen nie. Da man in der Literatur derlei Angaben oft genug begegnet, habe ich vorerst selbst vielfache diesbezügliche Versuche gemacht, deren Misserfolg zu vielseitiger Wiederholung mit meinem leider so früh verstorbenen Freunde Dr. M. Schuster Veranlassung gab. Er hatte längst die Erfahrung gemacht, dass nur in dem engbegrenzten Gebiet der Oligoklase vom Mischungsverhältnisse 3 : 1—2 : 1 sichere Resultate zu erwarten, aber auch da Irrthümer nicht ausgeschlossen sind. Nur unter diesem Vorbehalte möchte ich anführen, dass die an dem hier in Frage stehenden Feldspath gemachten Auslöschungsbeobachtungen auf Labradorit deuten. Das chemische Verhalten zeigt hingegen keinen Widerspruch.

Der Feldspath drückt der ganzen Zone ihren Charakter auf. Einerseits ist es seine grosse Menge, wodurch er über alle übrigen Bestandtheile zusammengenommen dominirt, andererseits sind es die Structurverhältnisse. Wir sehen in Fig. 2 (circa 50fache Vergrösserung) links und im linken unteren Quadranten die Basaltmasse, welche reich ist an kleinen Magnetitkryställchen und nebst Feldspath körnigen Augit führt. Ein, noch der Basaltmasse zugehöriges grösseres, unregelmässig geformtes Augitindividuum erscheint in der Mitte des Bildes weit in die feldspathreiche Zone vorgeschoben. Bei der so complicirten Oberfläche der Contactregion ist es allerdings möglich, dass im Schliffe dieser grosse Augit von einer zapfenförmig vorragenden Basaltmasse abgeschnitten wurde und nun isolirt erscheint. Jedenfalls gehört er aber

Fig. 2.



dem Basalt an, worauf seine Grösse und Ausbildung, der dunkle Kern und die eingeschlossenen Magnetitkryställchen hinweisen. In der mit grösster Sorgfalt hergestellten Zeichnung sieht man auch, wie wenig die Grenze zwischen Basalt und der feldspathreichen Zone ausgesprochen ist. Ist der Uebergang auch ein allmäliger, so vollzieht er sich doch auf einem geringen Raum und erscheint dem freien Auge daher an vielen Stellen als ein plötzlicher.

Die Feldspäthe zeigen oft eine gewisse Regelmässigkeit in der Lage, indem sie mit ihrer Längsentwickelung auf der Oberfläche des Basaltes genäherte senkrechte Richtung anstreben, was des öfteren zu radialstrahliger Anordnung führt, die aber auch innerhalb der Zone ohne sichtbaren Anlagerungspunkt platzgreift. In der Figur sieht man

im rechten Theile eine Partie mit solcher Tendenz, die hier weniger hervortritt, bei der Betrachtung zwischen gekreuzten Nicols aber sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Für gewöhnlich sind die Grenzen der einzelnen Feldspathindividuen kaum sichtbar, ich habe sie, um das Bild deutlicher zu machen, etwas mehr hervorgehoben.

In einzelnen Partien der Zone häufen sich pegmatitische Verwachsungen von Feldspath und einem Mineral, das ich für Hornblende halte. So weit meine Beobachtungen reichen, scheint für ihr Auftreten die Nachbarschaft des Quarzes nothwendig zu sein; in Fig. 1 ist die Lage einer solchen reichen Partie mit dem Worte „Pegmatit“ bezeichnet. Einzelne solche Pegmatite finden sich überall in Zone 1. In der Fig. 2 sind eine grössere Zahl pegmatitischer Feldspathe sichtbar, von den meisten ragt nur ein Theil in das Bild. Sie zeigen alle Stadien der gegenseitigen Mengenverhältnisse der beiden verwachsenen Minerale und alle Arten der Vertheilung. Bald sieht man nur einzelne Blättchen des für Hornblende gehaltenen Minerals (das der Kürze halber künftig einfach so benannt werden soll), in anderen Complexen ist kaum vom Feldspath etwas wahrzunehmen. Hier sehen wir die Hornblende gleichmässig im ganzen Feldspath vertheilt, dort nur in einer Ecke oder seltener central angehäuft. In der Fig. 2 ist im linken oberen Quadranten, nahe am verticalen Durchmesser beginnend, ein Zwilling sichtbar, der links zum Theil von langgezogenen Magnetitaggregaten begrenzt wird. Das rechte Individuum ist mit Hornblende pegmatitisch verwachsen, das linke von diesem Mineral frei.

Das für Hornblende gehaltene Mineral ist nicht sehr stark pleochroitisch, die Farben wechseln zwischen gelblichbraun und einem dunkeln Braun, das einen Stich in's Kupferroth besitzt, manche Partien sind ausgesprochen Violettbraun. Meist tritt sie in dünnen Blättchen auf und ist nur eine Spaltrichtung sichtbar. In einem Falle ist in dem erwähnten Zwilling im linken oberen Quadranten nahe dem Verticaldurchmesser ein compacteres grösseres Stück (an dasselbe lehnt sich rechts ein Magnetitkorn) zur Ausbildung gelangt, welches auch Andeutungen von Hornblendespaltbarkeit zeigt. Um das Mineral in der Figur kenntlich zu machen, habe ich es kreuzweise schraffirt, welche Schraffage aber keineswegs eine allgemein sichtbare analoge Spaltbarkeit darstellen soll.

Ansonst enthält der Feldspath dieser Zone noch Augitmikrolithe, nicht selten deutlich ausgebildete licht gelblichgrüne Kryställchen desselben Minerals und Erze in Form langer schwarzer Spiesse.

Meines Wissens wurde bis jetzt nur einmal von B. Doss[1]) eine vereinzelte Pegmatitbildung (Feldspath und Quarz) in der Contactzone beobachtet. Im vorliegenden Falle ist sie eine häufige Erscheinung und in den paar Probestücken, die mir vorliegen, muss es viele Tausend solcher pegmatitischer Feldspäthe geben.

Ausser in der beschriebenen Form tritt Hornblende in dieser Zone nur sehr selten in kurzen Säulen auf.

---

[1]) Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Haurân etc. Tschermak's mineral. u. petrogr. Mitth. 1886, Bd. VII, S. 461—533. Darinnen S. 521 letzter Absatz bis 522.

Wo die Zone breit entwickelt ist und kein Quarz von seitlichen Hervorragungen in sie hineinreicht (sei es nun mit, in der Schliffebene noch sichtbarem, einseitigem Zusammenhang mit der Granitithauptmasse oder scheinbar isolirter, abgeschnittener Partien), tritt der grüne, mehr weniger gut ausgebildete Augit in grösseren Krystallen selten auf, hingegen sind kleine lange Säulchen namentlich als Einschlüsse im Feldspath häufig, sie fehlen auch in den Pegmatiten nicht.

Brauner Glimmer in dünnen Blättchen ist hie und da zwischen Feldspäthen vorhanden, z. B. in der Fig. 2 im rechten Theile des Bildes etwas ober dem Horizontaldurchmesser, wo er durch, seine Spaltbarkeit andeutende, Parallelschraffirung kenntlich gemacht ist. Mit Vorliebe lehnt er sich auch hier, wenigstens einseitig, an Magnetit.

Von der grossen Menge Magneteisen, die im Basalt vorhanden ist, ist nur ein Theil in diese Zone übergegangen und hier in Form grösserer Individuen ausgeschieden worden. Der grosse Ueberschuss an Eisen hat sich längst der Zone im Basalt in kleinen Magnetitkryställchen concentrirt.

Besondere stoffliche Aenderungen sind in der Zone nicht vor sich gegangen, es hat mehr eine Sichtung oder einseitige Concentration stattgefunden. Der Feldspath dominirt, und wenn die Diagnose bezüglich der Art richtig ist, so hat sich hier die Feldspathsubstanz des Basaltes in grösseren Individuen ausgeschieden, während die benachbarten Basaltpartien daran ärmer geworden sind. Namentlich Magnetit, aber auch der basaltische Augit scheinen in der Nähe der Zone innerhalb des Basaltes angereichert. Die Hornblende und der Glimmer mögen zum Theil einer stofflichen Vereinigung von Bestandtheilen des Basaltes und des Granitits ihr Dasein verdanken, wobei im ersteren der Olivin zum Opfer fiel und der letztere Kieselsäure von seinem Quarz lieferte. Eine Auflösung von überschüssiger Kieselsäure, die sich nachher wieder als sogenannter pyrogener Quarz oder als Tridymit abgeschieden hätte, hat kaum stattgefunden, wenigstens sind neugebildeter Quarz und Tridymit nicht wahrzunehmen. Ein solcher Kieselsäureüberschuss könnte höchstens in dem spärlich vorhandenen Glas untergebracht sein, falls dasselbe wirklich übersauer wäre, wogegen seine, durch allenthalben wahrnehmbare Entglasung, documentirte Krystallisations- oder Differentirungstendenz spricht.

Verwitterungserscheinungen sind hier selten, nur einzelne Augite haben eine tief spangrüne Hülle, andere sind ganz in ein ebenso gefärbtes Mineral übergegangen. Hie und da ziehen sich um Magnetitkrystalle Eisenoxydpartien oder es bildet dieses hornartige Fortsätze, seltener Imprägnationen zwischen Feldspäthen. In der Fig. 2 sind solche Partien durch Punktanhäufungen ersichtlich gemacht.

Die Zone 2 ist von der Zone 1 noch weniger scharf geschieden als letztere vom Basalt. Nur um den in die Contactzone hineinragenden Quarz ist eine vollständige Veränderung vor sich gegangen, indem hier der bekannte Augitkranz auftritt, der stellenweise durch ein tief schmutziggrün gefärbtes Glas ersetzt wird. Solche glasreiche Partien sind in Fig. 1 mit *G* bezeichnet. Von dem dichten Augitkranz setzen einzelne Spiesse gegen die Zone 1 fort, die hier in der Regel aus kleinen Individuen der diese Zone zusammensetzenden Minerale gebildet ist und die Zone 2 *b* repräsentirt.

Um die der Berührung mit dem Basaltmagma, respective der Zone 1 ausgesetzt gewesenen Feldspathe sieht man fast immer den klaren Rand, welcher sich von dem blasiggewordenen Innentheil lebhaft abhebt. Bei manchen dieser Feldspathe ist der neu- oder umgebildete Rand verhältnissmässig breit und wurden bei seiner Entstehung die Minerale der Zone 1 mit Ausnahme des Plagioklas eingeschlossen. Ein besonders schönes Beispiel ist im oberen Theile der Fig. 3 dargestellt. Man sieht im unteren Theil der Figur (über dem Horizontalstrich) den blasig veränderten Feldspath. Die äussere Partie des blasigen Kernes ist durch verhältnissmässig grosse Hohlräume ausgezeichnet, zwischen welche vielfach Magnetit eingewandert ist, dessen Kryställchen und Krystallskelette zu zierlichen Gebilden vereint sind. Weiter nach aussen

Fig. 3.



folgen nebst Magnetit oft recht scharf ausgebildete Krystalle des grünen Augit, zwischen den sich, namentlich an der Peripherie, braune Hornblende zugesellt. Auch hier ist sie durch kreuzweise Schraffirung kenntlich gemacht. Da sich im gewöhnlichen Licht die Contouren der Anwachszone des Feldspathes wenig abheben, so sind die Grenzen in der Figur durch eine Reihe liegender Kreuze markirt. Der Feldspath ist ein Zwilling und setzt die Zwillingsgrenze aus dem blasigen Theil ungestört in die Anwachszone fort. Der Verlauf ihrer Richtung ist an beiden Enden durch zwei nebeneinander liegende Kreuze ersichtlich gemacht.

Diese die Zone 2*a* bildenden Veränderungen, welche gegen die Zone 1 einen unmerklichen Uebergang zeigen, haben den der directen

Berührung ausgesetzt gewesenen Plagioklas ebenso betroffen wie den Orthoklas. In den mir vorliegenden Präparaten lässt sich dieser Fall nur zweimal beobachten. Die sichtbaren Folgen dieser Berührung stimmen mit dem, was Bleibtreu (a. a. O. S. 499) vom Plagioklas sagt, wonach bei demselben die Einschmelzung (respective Auflösung) eine intensivere gewesen sein dürfte, denn der neue Rand ist, wenigstens in einem Falle, bedeutend breiter als bei den Orthoklasen. Die feine Zwillingsstreifung des Plagioklaskernes setzt auch hier in die Anwachszone nicht fort. Im neugebildeten Rand sind nur Augitkrystalle eingeschlossen, die Bläschen im Innern sind sehr klein und in geringerer Zahl vorhanden.

Zu Zone 3. In dieser Zone sind jene Erscheinungen zusammengefasst, die da auftreten, wo eine directe Berührung der veränderten Minerale mit dem Basaltmagma ausgeschlossen zu sein scheint. Längs der Berührungsfläche zwischen Quarz und Feldspath zeigen sich ausnahmslos Veränderungen, die einem Contacthof entsprechen. Dieser setzt gegen den Quarz scharf ab, selten ebenso gegen den Feldspath, meist zertheilt er sich gegen diesen und verläuft allmälig. Im auffallenden Licht erscheint der Hof matt, porcellanartig, nicht rein weiss, sondern schwach gelblich, bräunlich oder grünlichgelb. Einzelne Partien lassen sich mit stärkeren Vergrösserungen (300—400fach) auflösen und erkennt man dann eine Anhäufung von Körnchen und spiessigen Säulchen, die wohl nichts anderes als Augit sind. Nebstdem erscheinen graulichweisse Körnchen unbestimmbarer Natur, Eisenoxyd, letzteres zum Theil als nachträgliche Infiltration. In vielen Fällen schliessen sich daran rahmenartige Gebilde. Solche nehmen öfter für sich bedeutenden Raum ein, so z. B. in Fig. 1 einen solchen, der dort mit „Skelettbildung" bezeichnet ist und aus dem die durch ein Kreissegment begrenzte Partie in Fig. 3 unten in vergrössertem Maassstab gezeichnet ist. Es sind cassettenartig ineinander geschachtelte Feldspathe, deren Zwischenräume mit spiessigem Augit ausgefüllt sind. Auch hier gesellt sich dem Augit Hornblende zu, die in compacteren Gebilden erscheint. Magnetit ist ziemlich selten zwischengelagert, dafür finden sich grössere Anhäufungen vor, wie eine in Fig. 1 in demselben Complex durch die Punktirung ersichtlich gemacht ist. Weiter in dem eingeschlossenen Granitit wird der Augit immer seltener und treten da jene Bildungen auf, die eingangs beschrieben wurden. Feldspath und Quarz allein konnten die für die Augitbildung nöthigen Bestandtheile nicht alle liefern. Es läge nun am nächsten, den im eingeschlossenen Gestein aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden gewesenen Biotit als Quelle des Eisens und der Magnesia zu betrachten, wonach aber die Herkunft des Kalkes noch immer fraglich bleibt. Aber gerade weiter innerhalb des Gesteines fehlt die Augitbildung oder wird doch sehr gering, es treten andere Gebilde auf, die man, wie Bleibtreu mit vollem Rechte sagt, nicht auf Temperaturdifferenzen zurückführen kann (a. a. O. S. 490—491), weil solche bei kleinen Einschlüssen nicht vorhanden waren. Es erübrigt demnach wohl kaum eine andere Annahme als die, dass auf Capillarräumen, die sich nun meist der Beobachtung entziehen, doch aus dem Basaltmagma eine Stoffzufuhr stattfand. Die Skelettbildung und das Ineinanderschachteln der verschiedenen Minerale

wird hier in der beschränkten Beweglichkeit der zähflüssigen Schmelzmasse, welche durch Capillarkräfte noch vermindert wurde, eine leichte Erklärung finden.

Es erübrigt noch, die nächsten Aufschlüsse solcher Gesteine zu betrachten, die mit dem eingeschlossenen Aehnlichkeiten aufweisen. Südwestlich vom Rollberg, ungefähr 16 Kilometer weit in der Luftlinie, taucht aus der Kreide bei Habstein eine Linse von rothem Gneiss auf. Es lag mir nun kein Vergleichsmaterial von dieser Stelle vor, allein ich glaube aus der ganzen Beschaffenheit der Einschlüsse vom Gneiss überhaupt absehen zu können.

Die nächsten Granitite stehen circa 20 Kilometer nordöstlich bei Reichenberg in grossen Massen an. Die mir hievon zugänglichen Proben unserer Sammlung zeigen schon grosse Aehnlichkeit mit den Einschlüssen, namentlich ist es ein Handstück, das die in der Gegend häufig vorkommenden „Ausscheidungen" repräsentirt, welches zu näheren Vergleichen einladet. Diese Ausscheidungen sind ziemlich grobkörnig, bestehen vorwiegend aus einem bläulichgrauen Orthoklas, ebenso gefärbtem Quarz und einem stärker zersetzten weissen Feldspath. Obwohl nirgends Zwillingsstreifung wahrzunehmen ist, möchte ich diesen doch für einen Plagioklas halten. Seine Menge ist im Ganzen eine geringe, kleine Individuen sind stellenweise in Anhäufungen angesammelt. Ganz untergeordnet tritt ein schwarzer Glimmer auf, in einem Handstück lassen sich kaum zehn Blättchen finden. Unter dem Mikroskop erweist er sich als frisch, wenig intensiv braun gefärbt, der Axenwinkel ist klein. Im Bunsen'schen Brenner schmilzt er an den Rändern leicht zu einem schwarzen Email. Die Verflüssigung compacter Stücke erfordert aber eine hohe Temperatur, wonach anzunehmen ist, dass die glasigen und entglasten Producte in den eingeschlossenen Granititstücken nicht einer einfachen Schmelzung des Biotits ihr Dasein verdanken, sondern diese auch hier erst durch das Hinzutreten von Agentien, welche der Nachbarschaft entnommen wurden, möglich geworden ist, worauf ja auch die an Stelle des Glimmers nun zu beobachtenden Neubildungen weisen. Gelegentlich des Bahnbaues bei dem noch nördlicher gelegenen Friedland geschlagene Handstücke zeigen, dass hier Varietäten, wie selbe unter den Einschlüssen vorkommen, grössere Massen bilden. Es wird hierdurch wahrscheinlich, dass die Granitite unter der Kreide bis Niemes fortsetzen und hier wieder eine Ausbildung annehmen, wie sie in den nördlicheren Theilen des Granititgebietes auftritt.

Die wichtigsten Ergebnisse der Untersuchung sind folgende: Der am Rollberg mitten in der Kreide anstehende Basalt hat bei seinem Empordringen Granititstücke mitgerissen, wie sie in dem nördlichen Theile des Reichenberg-Friedlander Granititgebietes, dessen nächste aufgeschlossene Grenze circa 20 Kilometer in nordöstlicher Richtung vom Rollberg entfernt ist, zu Tage treten.

Die Contacterscheinungen sind zum Theile die gewöhnlichen; Neubildung von Augit an der Oberfläche der Quarzkörner und Regenerirung des äusseren Theiles der Feldspathe. Von besonderem Interesse ist das Auftreten einer feldspathreichen Zone, in der der Feldspath ein Plagioklas, wahrscheinlich von gleicher Zusammensetzung

wie im Basalt, ist und der häufig eine pegmatitische Verwachsung mit Hornblende zeigt. Hornblende erscheint auch neben weit vorwaltendem Augit und Feldspath in den an Skelettbildungen reichen Contacthöfen zwischen Quarz und Feldspath innerhalb des Gesteines, wohin scheinbar das basaltische Magma nicht gelangte. Bemerkenswerth ist die sehr geringe Menge von Glas in der Contactzone, das ansonst bei Einschlüssen, die eben so hoher Temperatur ausgesetzt waren wie die des Rollberges, häufig vorkommt.

Der Bau des Kieles dorsocavater Falciferen.

Von A. Denckmann.

Ueber meine Arbeit „Ueber die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten" (Abhdlg. z. geolog. Specialkarte von Preussen und d. Thüring. Staaten, Bd. VIII, Heft 2) hat Vacek (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst., Wien 1887, pag. 307 ff., sowie Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1887, 37. Bd., 2. Heft, pag. 309 ff.) kritisirende Referate mitgetheilt, welche zum Theil meine Arbeit bemängeln. Einzelne der von ihm missbilligten Punkte würde ich trotz seiner Missbilligung auch jetzt in ähnlicher Weise bringen; ich möchte indessen zunächst bemerken, dass die ganze Arbeit als Dissertation in Göttingen eingereicht wurde, dass jedoch mit Genehmigung der hohen philosophischen Facultät daselbst nur der geologische Theil als Dissertation gedruckt wurde, da die Kosten für die Tafeln zu erhebliche geworden wären. Erst nachdem ein Theil der Arbeit bereits in Druck war, ging mir Vacek's Arbeit über die Oolithe vom Cap San Vigilio zu, und diese veranlasste mich, während des Druckes einige Zusätze zu machen; so namentlich auf pag. 23, und den Nachtrag pag. 97 ff. Vielleicht wäre es geeigneter gewesen, die hier besprochenen Punkte in einem besonderen Aufsatze zu erörtern, und ich behalte mir jetzt vor, die Frage betreffend die „Wiederholung von Unterbrechungen der Sedimentation" gelegentlich ausführlicher zu besprechen.

Wenn aber Vacek tadelt, dass in einer Arbeit, welche die „Umgebung von Dörnten mit Berücksichtigung des oberen Lias" schildert, die Ammoniten des ganzen oberen Lias besprochen werden, so dass hierdurch die Beurtheilung der stratigraphischen Stellung der Dörntener Schiefer an Reinheit verloren hätte, so kann ich dies nicht als berechtigt anerkennen und muss im Uebrigen darauf hinweisen, dass pag. 17 und 18 eine Liste der Dörntener Schiefer, pag. 18 und 19 eine Liste der Jurensismergel von Dörnten, pag. 20 ff. ähnliche Listen von anderen Fundorten gegeben sind, so dass diese Uebersicht doch wohl rein genug sein dürfte (abgesehen von der vergleichenden Tabelle, pag. 102—105). Ich habe diese Faunen wesentlich mit bearbeitet, um eine vergleichende Uebersicht überhaupt zu ermöglichen, zumal da mir in Göttingen ein Material von Cephalopoden norddeutscher Fundorte zu Gebote stand, wie es in keiner anderen Sammlung existirt.

Die Lobenlinien auf Tab. X habe ich ferner durch directen Abdruck der mit Farbe nachgezeichneten Lobenlinien naturgetreu wiedergegeben, und ich mache deshalb durchaus keinen Anspruch darauf, sie als „bedeutendere Kunstschöpfungen" gelten zu lassen. Doch dies ist alles Nebensache.

Eine wesentlichere Verschiedenheit ergibt sich aus den „Bemerkungen Vacek's über den hohlen Kiel der Falciferen". Diese Verschiedenheit beruht aber augenscheinlich wesentlich darauf, dass Vacek unter den dorsocavaten Ammoniten eine Reihe von Formen aufführt, welche ich nicht dazu rechne, Formen, bei welchen der Kiel durch den Sipho,

respective die Siphonaldute der Kammerwände vom Innenraume der Kammern ganz oder vielleicht nur in der Nähe der Kammerwände getrennt erscheint. Dies ist z. B. der Fall bei *Amm. insignis*, *subinsignis* und deren Verwandten, soweit ich solche im Göttinger und Marburger Museum, in der Sammlung meines Vaters und in der Krantz'schen Sammlung habe untersuchen können. (Es sind dies namentlich die Formen der Gattung *Hammatoceras* mit stark zerschlitzten Lobenlinien.) Diejenigen Formen, auf welche ich den Ausdruck „Dorsocavaten" beschränkt habe, besitzen, wie dies meine Abbildung (l. c. T. IX. f. 16) genugsam zeigt, eine gleichmässig fortlaufende parallel trapezförmige Scheidewand zwischen dem Hohlraume des Kieles und dem Sipho, respective den Ausläufern der Kammerwände an den Siphonalduten.

Längsschliffe und Querschliffe, welche ich selbst noch neuerdings gemacht habe und welche mir Herr Professor v. Koenen gütigst mitgetheilt hat, zeigen, dass der Sipho selbst eine deutliche Einschnürung in der Siphonaldute enthält, und dass sehr deutlich, namentlich an diesen Stellen, die Ausläufer der Kammerwände sich zwischen Sipho und spirale Scheidewand zwischenlegen, und diese Ausläufer ziehen sich vom Kiel mehr oder minder weit nach den Seiten auf der Innenseite der Aussenschale fort. Wird ein Schnitt durch eine solche Stelle gelegt, so erhält man ein Bild etwa ähnlich dem von Vacek in seinen „Bemerkungen", pag. 311, Fig. 1 wiedergegebenen von *Oppelia subaspidoides*, einer Art, die ich nicht selbst habe untersuchen können.

Bei genügender Erhaltung kann man aber die spirale Scheidewand von der Siphonaldute leicht und sicher unterscheiden, da sie gewöhnlich eine dunklere Färbung zeigt, als die äussere Schale und die Kammerwand und dass sie nicht eine blätterige Structur, sondern eine körnige besitzt, besonders wenn die Schale in Kalk erhalten ist, aber auch in anderen Fällen.

Augenscheinlich hat diese spirale Scheidewand der Zerstörung besser widerstanden, als die übrige Schale. So auch bei der gewöhnlichen *Oppelia tenuilobata* von Boll, bei welcher die dunkel gefärbte spirale Scheidewand stets wohl erhalten ist, während im Uebrigen von der Schale nur noch Spuren vorhanden sind.

Diese verschiedene Färbung und verschiedene Structur der spiralen Scheidewand veranlassten mich zu der Ansicht, dass sie von einem anderen Organe, als die eigentliche Schale abgesondert sei.

Nun meint Vacek: „Von der Ursprungsstelle des Sipho an sei der weiche Körper des Ammonitenthieres durch das Hinderniss dieses festen, unmittelbar unter der Oberfläche des Mantels liegenden Stranges (des Sipho) an dem Eindringen in den engen Kielschlitz verhindert worden etc." Dass in diesem Hohlraume die innersten Schalblätter gewuchert hätten, ist bei den Dorsocavaten, wie ich sie auffasse, nicht der Fall, und der Hohlraum im Kiele blieb mit der Wohnkammer in Verbindung, ähnlich wie der Siphonalstrang selbst. Er wurde aber nicht durch Kalkausscheidungen abgeschnürt, wie dies sonst wohl bei Mollusken, besonders bei windungsreichen Gastropoden so häufig geschieht, mit Theilen ihres Gehäuses, welche sie nicht mehr bewohnen und mit welchen sie keine Verbindung mehr haben.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt.

Von C. v. John und H. B. v. Foullon.

In dem Zeitraume von zwei Jahren, welcher seit der Veröffentlichung einer gleichen Zusammenstellung [1]) verflossen ist, wurden wieder eine grosse Zahl praktischer Untersuchungen ausgeführt, von denen eine Auswahl hier folgt.

Für die Aufnahme der betreffenden Arbeiten in diese Mittheilungen war weniger die Vollständigkeit einzelner Analysen massgebend, die sich immer nach den Wünschen der Parteien richtet, als hauptsächlich der Umstand, ob uns der Fundort oder die sonstige Provenienz des untersuchten Materials bekannt gegeben wurde. Die in verschiedenen Zeiträumen gegebenen Zusammenstellungen sind bereits mehrfach als bequeme Quellen benutzt worden und wenn dieses auch hauptsächlich von den Kohlenuntersuchungen gilt, so dehnt sich mit vermehrtem Material dies auch auf andere Capitel aus.

Wie wiederholt bemerkt, wurden alle jene Untersuchungen hier nicht aufgenommen, bei denen wir den Fundort oder sonstige Provenienz des untersuchten Materials nicht kannten; Fälle, die nun allerdings gegen frühere Jahre seltener werden. Ebenso sind alle rein wissenschaftlichen Untersuchungen ausgelassen worden, da dieselben an anderen Orten zur Publication gelangen.

Die Reihenfolge in der Anordnung des Stoffes ist die gleiche, wie in den früheren Zusammenstellungen geblieben, wenn auch einzelne Gruppen ausgefallen sind. Wir führen folgende Abtheilungen an:

I. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.
II. Elementaranalysen von Kohlen.

Die Anordnung der untersuchten Kohlen erfolgte in I nach Ländern und geologischen Formationen, in II nach letzteren allein. Die Angaben des geologischen Alters der einzelnen Kohlen verdanken wir grösstentheils der Güte des Herrn Directors D. Stur.

[1]) Dieses Jahrb. 1886, S. 329—354.

Was den Vergleich des aus den Elementaranalysen berechneten Wärmeeffectes in Calorien mit jenen nach der Berthier'schen Probe ermittelten betrifft, verweisen wir auf die Bemerkung in der Zusammenstellung im Jahrbuche von 1886, S. 330.

III. Graphite.
IV. Erze.
A. Silberhältige.
B. Eisenerze.
C. Braunsteine und Manganerze.
D. Diverse.
V. Kalke, Mergel, Dolomite, Magnesite und Sande.
Anhang: Cement.
VI. Thone.
VII. Rohpetroleum.
VIII. Roheisen.
IX. Fabriksproducte.

I. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
	Nieder-Oesterreich.					
F. Fruhwirth, Freiland	Freiland	Lunzer Schichten	0·4	8·6	3·12	6385
A. Baumgartner, Wiener Neustadt	Schwarzenbach	Neogen (Mediterr.)	19·3	12·8	—	4025
	Böhmen.					
Dr. J. Burgermeister, Sadska	Buschtěhrad	Mittl. Carbon	6·2	20·2	—	4492
J. Reichart, Wien	„ Stückkohle	(Radnitzer Schichten)	11·5	2·4	0·22	5221
	„ Kleinkohle		8·1	12·6	1·04	4821
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Reichenau	Oligocän (vorbasaltische Stufe)	6·3	10·1	—	4974
K. k. Reichskriegsministerium	Brüx, Juliusschacht	Neogen (nachbasaltische Stufe)	11·1	3·2	—	4701
	„ Beustschacht		14·5	4·8	—	4448
	„ Annaschacht		10·7	8·5	—	4538
	„		11·4	5·2	—	4531
	„		11·4	3·1	—	4917
	„ N. Oberleutensdorf		23·8	4·1	—	3646
Anglobank, Wien	„ Guidoschacht *A*		15·6	11·1	—	4085
	„ „ *B*		14·7	2·4	—	4683
K. k. Reichskriegsministerium	„ Segengottesschacht		16·3	4·1	—	4234
Anglobank, Wien	„ Humboldtschacht		8·0	2·3	—	4959
	„ Briquetts-Marke *B*		12·2	10·9	—	4184
	„ „ „ *S*		11·4	7·8	—	4566
Duxer Kohlenverein	Dux, Amaliaschacht (Pechkohle)		4·6	1·6	—	5109
	„ Kreuzerhöhungsschacht		26·3	2·9	—	3662
	„ Wilhelmschacht		29·6	2·8	—	3416
J. Reichhart, Wien	„ Amaliaschacht, Mittelkohle Nr. 2		23·8	3·5	0·67	4446
	„ Nelson Colierischacht		17·8	5·3	0·66	4938
	„ „		11·1	2·7	—	5048

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
Duxer Kohlenverein	Dux, Theodorschacht	Neogen (nachbasaltische Stufe)	18·4	4·7	—	4094
J. Peter, Aussig	Mariaschein		18·6	1·8	—	4324
	Ullersdorf, Elisabethschacht		19·9	4·4	—	4210
K. k. Reichskriegsministerium	Komotau		14·3	10·2	—	4170
K. k. Militär-Intendanz, Prag	Zieditz, Agneszeche		17·5	7·0	—	4133
	Chodau, Johann David Stark-Zeche		9·3	29·1	—	3666
Zuckerfabrik, Kaaden	Kaaden, Ottoschacht		27·6	12·2	—	3277
	„ Humboldtschacht		23·4	16·6	—	3439
	Mähren und Schlesien.					
J. Reichart, Wien	Ostrau, Kleinkohle	Oberer Culm	4·3	10·1	1·43 [1]	5584
Max Gerstle, Wien	„ Grieskohle	(Ostrauer Schichten)	2·6	19·3	—	5290
S. Eppler, Wien	Karwin, Erzherzog Albrecht'sche Grube, Flötz 6	Unteres Carbon	2·1	9·9	—	5589
S. Beran, Boskowitz	Obora, harzfreie Kohle	Obere Kreide	14·0	24·1	—	3411
	„ harzhältige Kohle		13·3	20·3	—	3795
A. Gmeyner, Göding	Dubnian, Marienzeche	Tertiär (Congerienst.)	19·3	5·4	—	3979
	Steiermark und Krain.					
J. Schleut, Graz	Gamlitz, Labitschberg	Mediterranst. Neogen	16·6	10·9	—	4009
K. k. Reichskriegsministerium	Tregist		14·0	9·3	—	3910
Prof. Dr. C. Moser, Triest	Zarečje nächst Dornegg bei Feistritz	Diluvium	55·4	4·8	—	1844
	Dalmatien.					
Werksdirection	Siveric, commissionell entnommen	Ober-Eocän	12·7	11·0	—	3979
	„ Kovacica		9·9	2·0	—	4706
	„ Antoniafeld		11·5	5·2	—	4391
	„ „ (Kohlenschiefer)		12·7	12·3	—	3664
K. Potosnig, Triest	Velusic	?	16·0	10·3	—	3765

[1]) Schwefel in der Asche, in Procenten auf die Kohle berechnet = 0·89 Procent.

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
	Galizien.					
Werksdirection	Sierza, Förderkohle	Unter-Carbon	18·6	5·8	—	4740
	„ lufttrocken		8·2	6·5	—	5277
	Ungarn und Croatien.					
D. Loewig, Sissek	Buzetal	Ober-Carbon	2·9	26·1	—	4333
Drenkovaer Steinkohlengewerkschaft	Bersaska	Lias	1·0	35·7	—	4387
	„		0·4	26·4	—	4255
	„		0·6	12·6	—	5561
	„ Grobkohle		0·8	21·8	—	5290
	„ Waschkohle		1·1	31·5	—	4370
	Fünfkirchen		2·2	22·9	—	4901
	Koszlar		0·4	7·9	—	5824
	Sirini		0·3	7·2	—	5973
S. Horowitz, Klausenburg	Hollbak bei Kronstadt					
	1. Ausgesuchte reine Kohle		11·2	9·0	—	5364
	1. Durchschnittsprobe		9·1	12·1	—	4418
	2. „		10·3	8·7	—	4574
	3. „		7·3	29·8	—	3671
	4. „		9·7	15·9	—	4200
Graf A. Gyürky	Matra Novak. Pipishegy	Untere Mediterranst.	15·7	12·5	—	4048
	„ Rahokut 1.		15·5	12·5	—	3924
	„ „ 2.		12·7	12·4	—	3818
	„ „ 3.		12·9	16·0	—	4073
	„ Pük-patak		13·7	4·8	—	4439
	„ Gyakos-verö		11·7	14·1	—	4000
	„ Hosszuszoschacht 1		13·6	11·4	—	4246
	„ „ „ 2		14·3	9·4	—	4262

Einsender	Localität	Geologische Formation	Wassergehalt in Procenten	Aschengehalt in Procenten	Schwefel in Procenten	Calorien (nach Berthier)
K. k. Reichskriegsministerium	Matra Szele	Untere Mediterranstufe	15·8	13·8	—	3790
E. v. Luschin, Wien	Deala Tyszilor	Kreide? Tertiär?	14·8	6·5	—	4471
Graf A. Sztaray	Var Palota (Veszprim Com.)	Congerienschichten	28·1	7·9	—	3029
Nadrager Eisenindustrie-Gesellschaft	Vale Szendelak	Congerienschichten	27·0	7·9	—	2877
Nadrager Eisenindustrie-Gesellschaft	Parcu Cseresu	Congerienschichten	18·6	12·6	—	3282
A. Le Gallair, Wien	Glogovač	Congerienschichten	25·9	7·2	—	3082
	Ausland.					
	Deutschland.					
S. Eppler, Wien	Myslowitz	Unterer Carbon	5·2	1·3	—	5925
D. Berl, Wien	Neurode	Unterer Carbon	0·8	3·3	—	6585
Dr. Burgermeister, Sadska	Waldenburg	Oberer Culm	1·9	18·6	—	5796
Dr. Burgermeister, Sadska	"	Oberer Culm	2·0	16·5	—	5304
K. k. Reichskriegsministerium	Louisen-Glückgrube	Oberer Culm	7·1	4·8	—	5451
J. Reichart, Wien	Veronikaschacht	Oberer Culm	2·4	1·4	—	6490
A. Flaschner, Wien	Max-Grube, Fanniflötz Nr. 3	Oberer Culm	5·5	3·8	—	5886
A. Flaschner, Wien	" " " Nr. 4	Oberer Culm	6·6	3·4	—	5821
S. Eppler, Wien	Morgenrothgrube	Oberer Culm	7·0	2·0	—	5819
M. Gerstle, Wien	Preussisch-schlesische Grieskohle	Oberer Culm	3·1	14·4	—	6148
	Torf.					
Graf K. Forgach	Nagy Gomba	—	9·3	33·0	—	2033

II. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Localität	Geologische Formation	H_2O %	Asche %	C %	H %	N und O %	S %	Calorien be-rechnet	Calorien nach Berthier	Analy-tiker
Trifailer Gewerkschaft	Englische Kohle	Carbon	0·80	2·30	84·98	4·27	6·72	0·93	8069	6884	John
Donaudampfschifffahrtsgesellschaft	Fünfkirchen Szabolcs Franz-Josefschacht	Lias	1·06	4·23	82·57	4·52	7·62	—	7930	6622	„
Kronstädter Verein	Szilthal, Petroszény	Eocän	2·22	2·60	72·97	5·06	17·15	—	6807	6132	„
R. Hoffmann, Wien	Szilthal	„	2·40	4·40	73·10	4·90	15·20	—	6863	6256	„
„ „ „	„ Lupény 2. Hauptflötz	„	1·60	4·30	72·90	4·92	16·28	—	6814	6141	„
„ „ „	„ Blan - Rudnyanskyfeld	„	2·95	6·25	69·16	5·09	16·55	—	6619	5688	„
„ „ „	„ Blan Mikanyfeld	„	2·55	7·90	71·46	5·02	13·07	—	6947	5677	„
„ „ „	„ Petrilla u. Lonyaischacht	„	4·45	8·60	66·22	4·95	15·78	—	6460	5446	„
„ „ „	„ Kronstädter Verladerampe	„	3·75	16·20	60·46	4·49	15·10	—	5724	4621	„
Trifailer Gewerkschaft	Trifail	Sotzkaschichten	16·20	6·20	51·91	4·13	20·12	1·44	4531	4089	„
	Sagor	„	17·50	7·85	48·07	3·95	21·61	1·02	4071	3754	„
D. v. Lapp, Wöllau	Schallthaler Moorkohle	Oberes Neogen	25·26	8·96	44·51	3·51	17·76	—	3774	3258	Foullon
	„ Lignit	„	15·70	1·58	46·42	4·78	31·52	—	3760	3506	„
Werksdirection	Brüx, Theresiaschacht	Neogen (nach basaltisch)	26·25	6·90	44·23	3·72	17·98	0·92	3972	3588	John
Dr. N. Döme, Arad	Arad	Tertiär (Congeriensch.)	14·10	4·55	56·93	4·12	18·10	2.20	5145	4483	„
H. Munk, Wien	„	„	6·00	11·10	65·15	4·49	13·26	—	6147	5873	„

III. Graphite.

Einsender	Localität	Wasser %	Kohlenstoff %	Asche %
Prof. Dr. J. Dworsky . .	Viska in Mähren	1·05	62·02	34·45
Werksdirection	Kruman, Johanngrube J. S. G.	0·45	79·75	18·10
	„ „ J. S. K.	0·35	73·05	26·50
G. Blindenhofer in Sct. Lorenzen	Sct. Lorenzen Steiermark .	getrocknet	—	33·65

IV. Erze.

A. Silberhältige.

Einsender	Localität und Bezeichnung	Ag %	Anmerkung	Analytiker
F. Jaritz, Murau	Murau, Bleiglanz . .	0·102	—	John
H. Hackl, Werfen	Werfen, Schwefelkies mit Bleiglanz und Smithsonit	0·001	3·11% Pb, 0·48% S = 3·59% Bleiglanz; 25·13% Fe, 28·00% S = 53·13% Pyrit; 3·50% Zn an Schwefel und Kohlensäure gebunden	„
Graf Waldstein'sche Direction in Sedlec	Stiahlau, Bleiglanz . .	0·010	79·22% Pb = 91·50% Pb S; 7·33% Gangart	„
E. Zampedri, Pergine	Pergine, Südtirol, Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies in Quarz	0·00[illegible]	—	„
Czailaer Gewerkschaft, Bösing .	Czaila, Pyrit	0·001	Gold nicht nachweisbar	„
L. Eckinger, Wien	Ledinec, Croatien, Bleiglanz mit etwas Zinkblende	0·0[illegible]	—	„
Gewerkschaft Bosnia, Wien . . .	Srebrenica, Bleiglanz .	0·0[illegible]	[illegible] % Pb	„
	„ „ .	0·0[illegible]	5[illegible]·45 „ „	„
	„ Bleiglanz-Aufbereitungsproducte:			
	Graupen I	0·097	62·[illegible] „ „	Foullon
	„ II	0·115	76·46 „ „	
	„ III	0·114	75·67 „ „	
	Schlich	0·093	61·26 „ „	
	Sand aus dem Ramathal:			
	Nr. 4 und 4a	Spur	bestehen aus Magneteisen, Pyrit, Feldspath, Hornblende, Biotit u. etwas Augit	John
	Nr. 5 und 5a	—		
	Sand aus dem Vrbasthal:			
	Nr. 1, 2 und 3, 1a, 2a und 3a	Spur	bestehen aus Quarz, Feldspath, etwas Magnetit und Biotit	„

E. v. Luschin. Ofensauen aus der Lender Hütte.

Ag = 0·0373 Procent
Au = 0·0058 „ Foullon.

B. Eisenerze.

Prinz Philipp Coburg von Sachsen-Gotha. Eisensteine.

	I. Rotheisenstein von Deresk	II. Brauneisenstein von Rákos
Kieselsäure . . . . . =	41·90 Procent	7·38 Procent
Eisenoxyd . . . . . =	44·05 „	79·99 „
Manganoxydul . . . =	0·90 „	0·98 „
Thonerde . . . . . =	4·83 „	— „
Kalk . . . . =	0·89 „	Spur „
Magnesia . . . . . =	0·25 „	0·24 „
Schwefel . . . . . =	0·002 „	0·026 „
Phosphor . . . . . =	0·139 „	0·134 „
Wasser bis 120° } =	6·36 „	1·04 „
„ beim Glühen }		10·36 „
	99·321 Procent	100·150 Procent

John und Foullon.

J. Heinzelmann. Chisnawoda, Gömörer Comitat. Spatheisenstein von Alsó Páltárva.

Unlöslicher Rückstand =	1·65 Proc.	
Eisen . . . . =	37·94 „	
Mangan . . . . . =	4·48 „	(54·20% Fe_2O_3 = 85·36 $FeCO_3$)
Kalk . . . . . . =	2·81 „	(6·44 „ Mn_2O_3)
Magnesia . . . . =	5·11 „	(4·82 „ $CaCO_3$)
Schwefel . . . . =	0·154 „	(10·73 „ $MgCO_3$)
Phosphor . . . . =	0·153 „	
Kupfer . . . . . =	0·000 „	

Eisen und Mangan sind theils als Carbonate, theils als Oxyde vorhanden. John.

	Zeleznikagrube				Rákosgrube
	Johanni Nr. 1	Magnaspei Nr. 2	Emmerici Nr. 3	Krzeska Nr. 4	Concordia
Unlösl. Rückstand . =	10·28 %	10·25 %	11·15 %	11·10 %	15·25 %
Eisenoxyd . . . =	76·80 „	71·55 „	73·75 „	73·31 „	79·40 „
Manganoxyd . . =	1·16 „	4·43 „	0·47 „	1·28 „	3·02 „
Thonerde . . . =	1·50 „	1·29 „	2·99 „	1·59 „	0·92 „
Phosphor . . . =	0·195 „	0·357 „	0·625 „	0·665 „	0·056 „
Schwefel . . . . =	0·047 „	0·017 „	0·070 „	0·020 „	0·024 „
Kupfer . . . . =	—	—	—	—	—
Glühverlust . . . =	10·95 „	12·80 „	11·85 „	12·75 „	2·25 „
	100·932	100·694	100·905	100·715	100·920

	Zeleznikagrube				Rákos-grube
	Johanni Nr. 1	Magnaspei Nr. 2	Emmerici Nr. 3	Krkoska Nr. 4	Concordia
Die unlöslichen Rückstände enthalten:					
Kieselsäure . . . =	8·20 %	7·83 %	8·81 %	8·77 %	13·94 %
Thonerde . . . . =	1·61 „	2·12 „	1·73 „	0·91 „	1·12 „ [1])
Kalk . . . . . =	0·42 „	0·40 „	0·62 „	0·46 „	0·23 „
	10.23	10·35	11·16	10·14	15·29

John.

	Zelesnikaer Rotheisenstein
In Säuren unlöslicher Theil =	32·15 Procent
„ „ löslicher „ =	67·15 „ (a. d. Differenz)
Glühverlust . . . . =	0·70 „

	Bauschanalyse
Kieselsäure . . . =	28·10 Procent
Eisenoxyd . . . . =	64·70 „
Thonerde . . . =	4·55 „
Mangan, Kalk und Magnesia . . =	Spuren

John.

C. Braunstein und Manganerze.

Nordböhmische Farbengruben-Gewerkschaft. Braunstein von Falkenau.

Wasser . . . . = 0·65 Procent
Manganhyperoxyd = 71·85 „ } zusammen 46·16 Procent *Mn*.
Manganoxyd . . = 1·13 „ }

John.

Dr. J. Hanslick. Dorna Watra, Bukowina.

Mangan = 33·47 Procent (grösstentheils als Oxyd vorhanden; ansonst Quarz, etwas Eisenoxyd und sehr wenig Kalk enthalten).

Foullon.

Gewerkschaft Bosnia. Braunstein, Bosnien.

Mangan . . . . . . = 50·77 Procent
Unlöslicher Rückstand = 8·72 „ mit 8·70 Procent SiO_2.

John.

D. Diverse.

F. Jaritz. Kies von Murau.

Schwefel = 46·74 Procent. John.

J. Somnitzky. Kies von Cerkovna.

Unlöslicher Rückstand = 8·82 Procent
Schwefel . . . . . . = 48·62 „ John.

[1]) 0·80 Procent Fe_2O_3 und 0·32 Procent Thonerde.

Gewerkschaft Bosnia. Kupferkies von Majdan.

Unlöslicher Rückstand	= 4·75	Procent	
Eisen	= 34·58	„	
Kupfer	= 21·79	„	
Schwefel	= 38·88	„	(a. d. Differenz)
	100·00		

John.

Gräfl. Potocky'sche Berg- und Hüttenwerke. Galmei aus der Zinkhütte Sierca.

	Galmei Nr. 1 Nioki	Galmei Nr. 2 Göppl	Galmei Nr. 3	Muffel-rückstände
Zink . . . =	14·80 Proc.	12·80 Proc.	11·05 Proc.	5·12 Proc.
Wasser . . =	0·91 „	0·75 „	1·20 „	0·82 „

John.

Geröstete Zinkblende.

Zink . . . = 38·52 Procent
Eisen . . = 13·97 „ (19·95 Procent Eisenoxyd)
Gesammtschwefel . . . . 3·18 Procent
Schwefelsäure = 7·33 Procent entspricht Schwefel 2·932 „
Schwefel an Zink gebunden . . . . 0·248 „

John.

V. Kalke, Mergel, Dolomite, Magnesite und Sande.

Graf Z. Sternberg. Marmor von Beneschau in Böhmen.

Unlöslicher Rückstand . . .	= 1·77	Proc.	(Quarz und Glimmer)
Thonerde mit Spur Eisenoxyd .	= 0·90	„	
Kohlensaurer Kalk	= 97·33	„	(aus der Differenz)
Kohlensaure Magnesia . . .	= Spur		
	100·00		

John.

E. Satori in Wien. Kalksteine von Tschacherau in Böhmen.

Unlöslicher Rückstand . . = 2·47 Procent, dieser enthält:

Kieselsäure	= 1·40	„
Eisenoxydul	= 0·08	„
Thonerde	= Spur	
Kalk	= 0·38	„
Magnesia	= 0·64	„
	2·50	

In der Lösung ausser Kalk:

Eisenoxydul	= 0·07	„
Thonerde	= 0·10	„
Magnesia	= 0·22	„

Foullon.

Graf Chotek, Wien. Süsswasserkalk von Cserovics im Banat.

Unlöslicher Rückstand . . .	= 0·95 Procent		
Eisenoxyd und Thonerde . .	= 1·02 „		
Kohlensaurer Kalk	= 98·03 „	(aus der Differenz)	
	100·00	John.	

H. Holtzpach Hausmann, Budapest. Kalksteine von Olah Nadas in Siebenbürgen.

	A	B	C
Unlöslicher Rückstand . .	= 1·80 Proc.	2·98 Proc.	4·37 Proc.
Eisenoxyd und Thonerde .	= 1·05 „	0·30 „	1·05 „
Kohlensaurer Kalk . . .	= 95·92 „	95·03 „	93·25 „
Kohlensaure Magnesia . .	= 0·76 „	1·06 „	1·22 „
	99·53	99·37	99·89

John.

C. Eibel in Kössen. Mergel von Kössen.

	A	B
Unlöslicher Rückstand. . .	= 43·90 Procent	32·80 Procent
Eisenoxyd und Thonerde. .	= 5·90 „	4·20 „
Kohlensaurer Kalk. . . .	= 37·50 „	55·00 „
Kohlensaure Magnesia . .	= 7·25 „	4·12 „

Das Eisen zum Theil aus Carbonat, ausserdem Alkalien und Wasser vorhanden. John.

L. Hepperger in Zirl. Hydraulischer Kalk von Zirl in Tirol.

Unlöslicher Rückstand. .	= 28·55 Proc.	SiO_2 .	= 20·40 Proc.
		Al_2O_3 .	= 5·05 „
		Fe_2O_3 .	= 1·15 „
		CaO .	= 1·00 „
		MgO .	= 0·70 „
Kieselsäure (lösliche) . .	= 0·10 „		
Kohlensaurer Kalk. , .	= 45·63 „		
Kohlensaure Magnesia .	= 17·47 „		
Schwefelsaurer Kalk . .	= 0·90 „		
Eisenoxyd.	= 4·49 „		
Thonerde	= 2·93 „		
	100·07		John.

Gutsverwaltung Cheynov. Dolomit von Cheynov in Böhmen.

Unlöslicher Rückstand . .	= 5·80 Proc.	SiO_2 .	= 4·75 Proc.
		Al_2O_3 .	= 0·43 „
		CaO .	= 0·52 „
Eisenoxyd und Thonerde .	= 2·90 „		
Kohlensaurer Kalk . . .	= 52·70 „	(aus der Differenz)	
Kohlensaure Magnesia . .	= 38·58 „		
	100·00		John.

Fürst Eszterhazy. Magnesit von Sct. Margarethen.

		Analyse des gebrannten Steines
Unlöslicher Rückstand	=	36·59 Procent
Lösliche Kieselsäure	=	0·49 „
Eisenoxyd und Thonerde	=	4·40 „
Kalk	=	3·87 „
Magnesia	=	55·09 „
		100·44

Foullon.

H. Keiblinger in Mürzzuschlag. Magnesit von Mürzzuschlag.

Unlöslicher Rückstand	=	2·75 Procent	
Kohlensaures Eisenoxydul	=	2·61 „	
Kohlensaurer Kalk	=	1·43 „	
Kohlensaure Magnesia	=	93·19 „	(aus der Differenz)
Schwefel	=	0·021 „	
		100·001	

John.

H. Keiblinger in Mürzzuschlag. Quarzsand von Mürzzuschlag.

Kieselsäure	=	96·52 Procent
Eisenoxyd und Thonerde	=	2·35 „
Kalk	=	0·35 „
Wasser	=	0·65 „
		99·87

John.

Graf C. M. Seilern, Wien. Cement aus der Kurowitzer Cementfabrik in Mähren.

Der Cement wurde nach dem Brennen mit 1·5 Procent Gyps gemengt.

Kieselsäure	=	24·75 Procent
Eisenoxyd	=	2·00 „
Thonerde	=	4·65 „
Kalk	=	63·05 „
Magnesia	=	0·63 „
Kali	=	0·74 „
Natron	=	0·59 „
Phosphorsäure	=	0·15 „
Schwefelsaurer Kalk	=	1·44 „
Glühverlust (Wasser und Kohlensäure	=	1·46 „
		99·46

John.

VI. Thone.

Anglobank, Wien. Thone von Karlstadt in Siebenbürgen.

		I	II
Kieselsäure	=	61·00 Proc.	62·68 Proc.
Eisenoxydul	=	2·93 „	2·80 „
Thonerde	=	20·42 „	18·95 „
Kalk	=	2·75 „	1·80 „
Magnesia	=	1·02 „	4·74 „
Wasser und Kohlensäure als Glühverlust	=	11·71 „	9·03 „
		99·83	100·00

Die Analysen beziehen sich auf bei 110° getrocknete Substanz, wobei Nr. I 27·82 Procent und Nr. II 22·25 Procent Wasser abgeben.

John und Foullon.

Graf V. Vraniczany. Feuerfeste Thone von Bedekovčina in Croatien.

		Lichter Thon	Dunkler Thon mit organischer Substanz
Kieselsäure	=	41·70 Procent	38·18 Procent
Eisenoxyd	=	2·13 „	2·63 „
Thonerde	=	23·93 „	25·16 „
Kalk	=	0·42 „	0·46 „
Magnesia	=	0·39 „	0·53 „
Alkalien und Verlust	=	1·57 „	0·62 „
Glühverlust	=	29·86 „	32·42 „
		100·00	100·00

John.

Braunkohlenwerks-Direction in Dobřejic. Der Thon aus der Umgegend von Dobřejic hat sich im Seefström'schen Ofen als feuerfest erwiesen.

Gebrüder Eder in Mürzsteg. Bauxitartiges Mineral von Mürzsteg.

Kieselsäure	=	15·55%	In Säuren unlöslich zusammen = 30·91% direct gefunden = 31·35 „
Thonerde	=	13·60 „	
Kalk	=	1·02 „	
Magnesia	=	0·74 „	
Eisenoxyd	=	14·70 „	In Salzsäure löslicher Antheil = 45·93%
Thonerde	=	30·43 „	
Kalk	=	0·45 „	
Magnesia	=	0·35 „	
Wasser bis 100°	=	2·75 „	
Glühverlust	=	20·20 „	
		99·79	

John.

VII. Rohpetroleum.

Güterdirection Spas. Rohpetroleum von Strzelbica in Galizien.

Bis 100° abgehende Destillationsproducte	= 4·8 Procent	
„ 150° „ „ „	= 31·4 „	
„ 250° „ „ „	= 46·5 „	
über 250° „ „ „	= 3·6 „	
feste Kohlenwasserstoffe	= 1·4 „	
kohliger Rückstand	= 8·4 „	(0·02% Asche)
Gase, Wasser und Verlust	= 3·9 „	
	100·0	

John.

VIII. Roheisen.

Einsender und Bezeichnung	Kohlenstoff geb. %	Graphit %	Silicium %	Kupfer %	Mangan %	Phosphor %	Schwefel %	Analytiker
Blechfabriksgesellschaft Union in Wien:								
Csetneker Roheisen Nr. 1	—	—	2·96	0·060	1·55	0·041	0·065	John
„ „ Nr. 2	—	—	1·88	0·165	0·68	0·053	0·053	Foullon
„ „ Nr. 3	—	—	2·63	0·096	1·20	0·112	0·059	„
Prinz Philipp Coburg, Wien:								
Weisses Roheisen [1]) .	3·50	Spur	0·612	0	1·57	0·117	0·006	John
Graues „ .	0·11	3·12	3·52	0·093	2·35	1·110	0·018	Foullon
J. Heinzelmann, Chisnawoda:								
Weisses Roheisen . .	3·51	0·47	0·47	0·079	0·65	0·860	0·165	John
„ „ . .	—	—	0·17	—	—	—	—	„
Graues „ . .	—	—	2·26	—	—	—	—	„

IX. Fabriksproducte.

J. v. Löbbeck'sche Zinkhütte in Niedzieliska, Galizien. Zinkweiss enthält:

Glühverlust	= 0·29 Procent
Unlöslicher Rückstand . . .	= 0·01 „
Zinkoxyd	= 99·52 „
Schwefelsäure	= 0·24 „
Chlor	= Spur
	100·06

frei von Eisen, Baryt und Kalk. John.

[1]) Enthält ausserdem 0·041 Procent Magnesia und 0·023 Procent Kalk.

		Zinkweissproben				
		I	II	III	IV	V
Unlöslicher Rückstand .	=	0·05%	Spur	0·03%	0·40%	0·03%
Eisenoxyd	=	Spur	„	0·02 „	Spur	Spur
Kalk	=	0·25 „	0·11%	0·29 „	0·35 „	0·54 „
Schwefelsäure	=	0·09 „	0·08 „	0·12 „	0·21 „	0·14 „
Schwefel und Chlor . .	=	in allen fünf Proben minimale Spuren.				

Foullon.

		Flugstaub	
Zink .	=	46·22 Procent	26·06 Procent
Wasser	=	0·80 „	4·55 „

Foullon.

Barta und Tichy in Hlubočep bei Prag. Feuerfeste Ziegel mit Firma und Marke *A* und *B* haben sich als feuerfest erwiesen.

Zur Geschichte der Ansichten über die Durchbruchthäler.

Von Dr. E. Tietze.

Ueber die „Bildung der Durchbruchthäler“ hat jüngst Herr Professor A. Penck im Vereine zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien einen Vortrag gehalten, welcher dann in den Schriften dieses Vereines (Wien 1888) zum Abdruck gelangt ist. Der Verfasser hat sich bei diesem Vortrage weniger bemüht seinen Hörern und Lesern das Problem der Durchbruchthäler im Sinne der verschiedenen darüber vorliegenden theoretischen Auffassungen vergleichend zu erläutern und an der Hand von Beispielen zu erklären, als vielmehr ein Bild der geschichtlichen Entwicklung derjenigen Ansichten zu entwerfen, welche heute als die herrschenden für diese Frage gelten können.

Es handelte sich also bei dieser populären Vorlesung nicht darum, dem Publicum einen umfassenden, deutlichen Begriff von dem genannten Problem zu geben, es lag vielmehr, wie in dem Schlusspassus dieses Aufsatzes bestimmt betont wird, in der Absicht des Verfassers, ein Capitel aus der Geschichte der Wissenschaft vorzuführen, an einem bestimmten Falle zu zeigen, wie sich Ideen entwickeln, wie sie dann manchmal unbeachtet bleiben oder eventuell neu entdeckt werden, um in einem günstigen Zeitpunkte Verbreitung zu erlangen, und als Moral des bewussten Vortrages erscheint am Ende eine Variante des bekannten Ben Akiba'schen Ausspruches in dem Satze: „Wirklich neue Gedanken werden nur selten gefasst“, ein Satz, der übrigens, wie nicht minder bekannt, schon durch Goethe in den Worten, die Mephistopheles dem jugendlich selbstbewussten Baccalaureus nachruft, seinen directen und sehr präcisen Ausdruck gefunden hat.

Die Ueberzeugung, dass in der That Niemand „etwas Dummes oder Kluges denken“ könne, das nicht von Anderen schon gedacht worden sei, ist demnach ganz formell der Preis, den die Zuhörer für die den historischen Studien des Vortragenden entgegengebrachte Aufmerksamkeit erwerben und nach Hause bringen durften.

Derartige Studien können nun zweifelsohne überaus nützlich sein, selbstverständlich jedoch unter der Voraussetzung, dass die Grundbedingung

jeder Geschichtsschreibung, die Wahrheitsliebe als erste Triebfeder dabei thätig ist. Für viele Gebiete der Geschichte der Geologie mag es sogar in hohem Grade erwünscht sein, mit grösserer Genauigkeit als bisher den Antheil festzustellen, welchen jeweilig diese oder jene Forscher an den Fortschritten unseres Wissens für sich in Anspruch zu nehmen haben. Wer es aber unternimmt, solche Feststellungen zu machen und namentlich derjenige, der das Ergebniss derselben dem grösseren Publicum zugänglich macht, welches nie in der Lage ist, die literarischen Quellen selbst zu vergleichen, der übernimmt damit eine ernste Verpflichtung. Er hat nicht ausschliesslich die Aufgabe darzuthun, was Alles er selbst weiss und nachträglich besser weiss, als Andere dies früher gewusst haben mögen, sondern es liegt ihm ob, in unparteiischer Weise zu zeigen, wie die Sachen sich eigentlich verhalten. Namentlich jedoch, wer die an sich ja leider unbestreitbare Thatsache betont, dass es überaus schwer sei, die gesammte vielsprachige wissenschaftliche Literatur zu beherrschen und wer dabei zu verstehen gibt, dass ihm selbst dies wahrscheinlich besser gelinge als Anderen, der muss sich wenigstens über den Gegenstand, den er gerade zu diesem Zwecke als Beispiel behandelt, genau unterrichtet erweisen, und von ihm darf man erwarten, dass er vor Allem diejenigen Aufsätze sorgfältig durchgelesen habe, welche er dem Publicum als Illustrationen der literarischen Unkenntniss Anderer vorführt.

Behauptet er dieser Aufgabe nachgekommen zu sein, und gelingt es andererseits ihm, thatsächliche und wesentliche Unrichtigkeiten in der Wiedergabe des Sinnes jener Aufsätze nachzuweisen oder auch zu zeigen, dass er in die Darstellung der Beziehungen jener Aufsätze zu einzelnen Erscheinungen der übrigen Literatur eine irrige Interpretation hineinbringt, so bleibt nur die Eventualität zweier Schlussfolgerungen übrig. Man wird sagen dürfen, dass dem Betreffenden entweder die volle Befähigung zur objectiven Wiedergabe fremder Ausführungen mangele oder dass er trotz besseren Wissens die Wahrheit entstellt habe. In beiden Fällen, das wird man zugestehen, erscheint der Beruf einer solchen Persönlichkeit zum Historiker der Wissenschaft sehr fragwürdig, möge man auch was immer für eine Ursache haben, ihrer sonstigen Bedeutung und Leistungsfähigkeit ein grösseres Vertrauen entgegenzubringen.

Lassen wir aber diese Allgemeinheiten jetzt bei Seite und sehen wir zu, wie in dem vorliegenden speciellen Falle der Vortragende mit seinem Thema umging.

Man wird dabei von vorneherein anerkennen dürfen, dass Herr Penck für seine literarische Studie ein zwar keineswegs vollständiges, aber doch ziemlich umfangreiches und zum Theil für Manchen schwerer zugängliches Material beigebracht hat, und man wird ihm gerade dafür jedenfalls sehr dankbar sein, aber Eines fällt dem, der einigermassen über den fraglichen Gegenstand orientirt ist, doch bei der Durchsicht eben dieser Studie sogleich auf, dass der Autor nämlich, wie schon Eingangs angedeutet, von vornherein die Art, wie sich unsere Ideen über die Entstehung der Durchbruchthäler entwickelt haben, in ziemlich einseitiger Weise bespricht. Die bedeutsame Stellung, welche in der hierher gehörigen Literatur die Ausführungen derjenigen Theoretiker einnehmen, welche von der ausschliesslichen Spaltennatur der fraglichen

Thäler überzeugt waren, wird dabei jedenfalls unverhältnissmässig unvollkommen discutirt, wie denn beispielsweise der wichtigen Darlegungen Sonklar's, Kjerulf's oder Daubrée's gar nicht gedacht wird.

Um aber seinem Publicum ein deutliches Bild der ganzen Frage zu geben, hätte der Vortragende auch eingehender zeigen müssen, welche Schwierigkeiten in dieser Richtung die heute über den Gegenstand anscheinend herrschenden Vorstellungen anfänglich zu überwinden hatten, und er hätte die Arbeit derjenigen, die sich mit der Wegräumung dieser Schwierigkeiten beschäftigten, nicht viel weniger anerkennen müssen, wie das Verdienst derjenigen, die durch Aufstellung neuer Gedanken einen Ersatz für die früheren Vorstellungen zu schaffen suchten, wenn auch beide Thätigkeiten naturgemäss bisweilen zusammenfielen. Eingewurzelte Vorurtheile in der Wissenschaft zu beseitigen ist eben oft nicht leicht und wer den Versuch macht, einer neuen Theorie Geltung zu verschaffen, wird in der Regel grössere Aussichten auf Erfolg haben, wenn er die gänzliche oder theilweise Unhaltbarkeit der bisherigen auf die betreffende Frage bezüglichen Vorstellungen nachweist, als wenn er dies unterlässt, ausser er müsste schon von vornherein, was ja auch manchmal vorkommt, der günstigen Stimmung eines Kreises von Anhängern sicher sein. Der Historiker der Wissenschaft aber, wenn er verständlich machen will, wie dieser oder jener Gedanke Einfluss gewann, wird nicht unterlassen dürfen, auch diese Verhältnisse und die eventuell in dieser Richtung geleistete Arbeit zu würdigen.

Auf diesen Theil seiner Aufgabe hat der genannte Autor aber verzichtet, eben weil er sich mit der für ihn nebensächlichen Entwicklung des ganzen Problems an sich augenscheinlich nicht weiter aufhalten wollte. Statt dessen hat er um so ausführlicher die Ausführungen besprochen, welche sich mit der directen Vertretung der Theorie von der Erosion der Querthäler beschäftigen. Dabei gelangte er dann selbstverständlich auch zur Betonung der Wirksamkeit derjenigen Forscher, welche die Annahme theils aussprachen, theils begründeten, dass die Durchbruchthäler als Flussläufe oft älter sind, als die von ihnen durchschnittenen Ketten und dass sie sich quer gegen ein in der Hebung oder Emporthürmung begriffenes Gebirge einzuschneiden und zu behaupten vermögen.

Diese Annahme wird, wie ich vorausschicke, von Penck selbst durchaus getheilt und sogar gegenüber gewissen Einwänden energisch in Schutz genommen, wie denn die von Dokutschajeff, besonders aber von Löwl und Philippson vertretenen Ansichten über die (bei der eventuellen Variabilität der Wasserscheiden) der sogenannten rückläufigen Erosion zukommende Bedeutung in viel souveränerer Weise abgethan werden, als dies von mir oder von anderer Seite jemals versucht wurde.

Der Autor weist nun bei dieser Gelegenheit nach, und speciell in diesem Beweise liegt die ausgesprochene Spitze seines Vortrages, dass die von mir im Jahre 1878 (Jahrb. d. geol. R.-A., pag. 581—610) in dem oben erwähnten Sinne entwickelten Anschauungen keineswegs neu zu nennen waren, sondern insbesondere in der englischen, bezüglich amerikanischen Literatur schon vorher zum Ausdruck gelangten. Man

habe nur in deutschen Fachkreisen diese Anschauungen aus Unbekanntschaft mit den betreffenden Leistungen der fremdsprachigen Forscher eine Zeit lang irrthümlich für neu gehalten.

Das Beispiel, durch welches der Vortragende seinen Satz von der Seltenheit neuer Gedanken illustriren wollte, ist damit also gefunden und es bleibt dem Hörer oder Leser allenfalls nur noch überlassen, darüber nachzudenken, ob das Beispiel des Satzes wegen hervorgesucht oder ob der, wie wir vorhin schon andeuteten, ziemlich alte Satz gerade des Beispieles wegen wieder einmal aufgestellt und in gelehrter Rede dem Publicum erläutert wurde.

Ich bin geneigt, das Letztere zu glauben, denn wenn es sich darum gehandelt hätte, blos auf's Neue jenen alten Satz zu beweisen, so würde der Vortragende durch diese Absicht schon an und für sich das beste Beweismaterial für seine Behauptung beigebracht und in eigener Person eine treffende Illustration dazu hergestellt haben. Wenn es aber darauf angekommen wäre, allgemeiner verständliche Beispiele für eben diesen Satz aus dem Bereiche gerade der naturwissenschaftlichen Forschung beizubringen, so wäre es nicht schwer geworden, diesen Bedarf anderweitig zu decken und man hätte denken können, dass eine grössere Reihe von Fällen den betreffenden Beweis besser als ein einziger Fall herzustellen im Stande gewesen wäre.

Man brauchte unter Anderem nur an die bezüglich ihres Ursprunges halbvergessene Faciestheorie von Gressly und Prévost und an die erfolgreiche Wiederaufnahme ähnlicher Vorstellungen in neuerer Zeit zu erinnern.

Auch die Geschichte der näheren Eintheilung unseres marinen Neogens in Oesterreich hätte ein lehrreiches Beispiel in dieser Richtung abgegeben, denn es ist ja bekannt, dass einige der dahin gehörigen Ansichten Rolle's zuerst sogar abgelehnt, später aber neu hervorgeholt und zu Ehren gebracht wurden. (Vergl. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1884, pag. 74.)

Man hätte ferner zeigen können, dass gewisse (von mir, Jahrb. d. geol. R.-A. 1882, pag. 111, 119, 131 genauer bezeichnete) Gedanken Volger's und besonders Ludwig's bereits als eine Art von Vorläufer von Richthofen's Lösstheorie betrachtet werden dürfen, wenn sie auch allerdings noch nicht die vollendete Gestalt gewonnen hatten, welche der letztgenannte, an Erfahrungen so reiche Forscher seiner Theorie zu geben wusste.

Im Jahre 1863 erschien in der Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft (pag. 281—290) eine kleine Schrift Seckendorff's, in welcher das Princip der Elevationstheorie als jeder Begründung entbehrend hingestellt wurde, dagegen Senkungen einzelner Theile des Festen als maassgebend bei der Bildung der Unebenheiten der Oberfläche der Erde angenommen wurden. Seckendorff suchte dabei ausserdem das Hervortreten von Eruptivmassen längs der beim Einsinken gewisser Partien entstandenen Spalten, also am Rande von Senkungsfeldern, zu erklären und er sprach von der oft vorkommenden „einseitigen Aufrichtung der geschichteten Gesteine". Diese Schrift ist freilich trotz ihrer rein schematischen Behandlung des Gegenstandes vielfach unklar und ich möchte sie nicht entfernt mit gewissen ausführ-

licheren und glänzenderen Darlegungen ähnlicher Art auf dieselbe Stufe gestellt wissen, aber man wird zugestehen, dass sie eben doch Gedanken enthält, die später anderwärts wieder ausgesprochen und dann von allgemeinerem Interesse gefunden wurden.

Wie der Eingeweihtere sieht, hätte man jedenfalls berühmtere und dem grossen Publicum geläufigere Namen als die mancher in der Querthalfrage betheiligten Autoren bei dieser Gelegenheit nennen dürfen und um einen ganz markanten Fall vorzuführen, hätte man sogar, und zwar vor Allem, auch das Verhältniss von Darwin zu den Ansichten Lamarck's erörtern können.

Uebrigens ist Herr Professor Penck selbst speciell dem Wiener Publicum durch seine emsige Vereinsthätigkeit und sogar durch journalistische Bemühungen bereits so bekannt, dass auch sein eigener Name vor diesem Forum einen deutlichen Klang gehabt hätte. Er hätte deshalb auch an seinen eigenen, sogar direct vor demselben Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse am 23. Februar 1887 gehaltenen Vortrag über Denudationsniveaus anknüpfen und darlegen können, wie ähnlich dieser Begriff der Denudationsniveaus in mancher Beziehung dem von seinem Collegen Professor Neumayr (Denkschriften der k. Akad. d. Wiss. Wien 1881, 40. Bd., pag. 229, vergl. damit Jahrb. d. geol. R.-A. 1882, pag. 100—104 und Neumayr, Erdgeschichte. 1886. pag. 444 etc.) aufgestellten Begriff der sogenannten Normalniveaus der Denudation zu sein scheint, wenn auch Penck dabei auf eine Erwähnung Neumayr's verzichtet hatte.

Um Beispiele und auch um populäre Beispiele für den bewussten Satz hätte also Penck nicht in Verlegenheit zu sein brauchen, wenn es sich ihm im Allgemeinen eben nur um solche Beispiele gehandelt hätte. Er hätte in den genannten Fällen übrigens ebenso gut wie in dem von ihm gewählten zeigen können, dass es oft nicht genügt, einen Gedanken auszusprechen, um ihm Eingang zu verschaffen, sondern dass die Art seiner Begründung und eine Reihe anderer Verhältnisse, wie die Stimmung der Zeit, der richtige Weg der Veröffentlichung und die Unterstützung, die Jemand zufällig oder sonstwie von anderer Seite im geeigneten Augenblick findet, dazu nicht das Wenigste beitragen.

Um was handelte es sich also? Lag vielleicht dem Vortragenden daran, einen Act der historischen Gerechtigkeit zu vollziehen und die Vertheidigung der Priorität Anderer zu übernehmen, welche durch die Anerkennung, die meinen Thalstudien zu Theil wurde, bedroht schien? Mir scheint nicht, dass dazu eine besondere Nothwendigkeit obwaltete, am allerwenigsten dem Publicum gegenüber, für welches jener geschichtliche Abriss zunächst bestimmt war. Dieses Publicum dürfte über die ganze Frage und speciell meine Intervention dabei kaum genügend orientirt gewesen sein, um eine jener Priorität abträgliche Ansicht zu hegen, von welcher es abzubringen der Vortragende für seine Pflicht hätte halten können.[1]) Insofern aber der betreffende Vortrag nicht blos gehalten, sondern auch gedruckt und damit nebstbei anderen

[1]) Die einzige Erwähnung der Frage vor demselben Publicum rührte von Toula her, der in seinem Vortrage über die Forschungsergebnisse am Colorado (Wien 1887, pag. 17) ausdrücklich Powell's Theorie gedacht und von mir nur bemerkt hatte, dass ich unabhängig von Powell zu ähnlichen Ansichten gelangt sei.

Kreisen, eventuell Fachmännern zugänglich gemacht werden sollte, lag jene Nothwendigkeit erst recht nicht vor, weil diese Priorität und insbesondere Powell's Verdienst um die Lösung des Querthalproblems inzwischen schon genügend von berufener Seite gewahrt worden war. Löwl (Ueber Thalbildung, Prag 1884, pag. 90), Diener (in seinem Libanon, pag. 116), Supan (Physische Erdkunde, Leipzig 1884, pag. 312), Neumayr (Erdgeschichte, 1. Bd., pag. 435) und Richthofen (Führer für Forschungsreisende, 1886, pag. 191) hatten ja inzwischen bereits das Nöthige in dieser Richtung vollkommen sachgemäss besorgt. Das betreffende Verhältniss ist deshalb auch schon so bekannt, dass sogar von nichtdeutschen, literaturkundigen, aber dabei von Penck's Intervention noch nicht unterrichteten Autoren bei der Erwähnung der betreffenden Frage mein Name ganz einfach neben dem Powell's genannt wird (vergl. Noë et Margerie, Les formes du terrain, Paris 1888, pag. 162). Seinem eigenen Bedürfnisse, sich über die Unzulässigkeit meiner Priorität für diesen Fall zu äussern, hatte Penck aber überdies schon an einer anderen Stelle nachzugeben Gelegenheit gehabt, nämlich in seinem sowohl für Fachmänner als für weitere Kreise berechneten Werke über das deutsche Reich (1886, pag. 334).

Es dürften also wohl andere Gründe für Prof. Penck vorhanden gewesen sein, die ihn bestimmten, auf die Sache speciell vor dem Wiener Publicum zurückzukommen, Gründe, die nach dem Gesagten mit der Wahrung fremder Prioritätsrechte wenig zu thun haben.

Würde es sich nur um eine solche Wahrung fremder Rechte handeln, so wäre ich der Letzte, der mit einer sachgemässen Discussion des Thatbestandes unzufrieden wäre, denn ich bin der Erste, der jene Priorität willig anerkennt, willig und ohne wesentliche Umschweife wenigstens, soweit dies die Intervention Medlicott's, Hayden's und Powell's in der fraglichen Angelegenheit betrifft. [1]) Es genügt mir dabei völlig das Bewusstsein, der Sache selbst etwas genützt und der

---

[1]) Namentlich Medlicott darf hier ein bedeutsames Verdienst zugeschrieben werden. Mögen seine Ausführungen immerhin nicht ganz direct auf die Erklärung der Flussdurchbrüche durch sich hebende Ketten abzielen, sondern in erster Linie das höhere Alter der dabei in Betracht kommenden Flüsse zu beweisen suchen, so wollen wir daran nicht herummäkeln, da die betreffende Erklärung der Durchbruchthäler eben nur eine nothwendige Consequenz jenes höheren Alters ist, die dann Jeder leicht ziehen kann, ähnlich wie ich selbst diese Consequenz aus den Darlegungen Rütimeyer's gezogen habe. Medlicott mag also nicht allein als der Erste angesehen werden, der in seinen von Penck citirten Schriften aus dem Jahre 1865 und 1868 (On the geological structure of the Southern portion of the Himalaya range. Mem. geol. surv. of India III und The Alps and the Himalayas. Quart. journ. geol. soc. XXIV) die bewusste Theorie aussprach, er darf auch als derjenige bezeichnet werden, der zuerst die überzeugendsten Beispiele dafür beibrachte, weil schliesslich die Ketten des Himalayasystems für eine derartige Darlegung viel geeigneter sind als gewisse Plateaulandschaften des amerikanischen Westens, wie sie Powell beschrieb. Würde es sich beim Coloradogebiet nicht auch um den Durchbruch des Green river durch die Uinta-Mountains handeln, so möchte die Betrachtung der dortigen Hochflächen mit ihren Einschnitten sich kaum zur deutlichen Entwicklung anderer Vorstellungen eignen als solcher, welche es mit der blossen Kraft der Erosion zu thun haben, unbekümmert um eigentliche typische Durchbrüche von Flüssen, deren Ursprung oder doch deren oberer Lauf stellenweise tiefer liegt als das durchbrochene Gebirge.

Was wiederum Hayden anbetrifft, so ist es zwar unzweifelhaft, dass ihm aus Anlass seiner Bemerkungen über die Cañons des Madison und Gallatin in Montana

darauf bezüglichen Discussion in der deutschen Literatur eine, wie es scheint, wirksame Anregung gegeben zu haben.

Ich kann dies um so leichter ohne jede Beimischung von etwa verletzter Eitelkeit aussprechen, als gerade hervorragende, überdies mit den englischen und amerikanischen Schriften sonst vielfach vertraute deutsche Forscher sich zur Zeit des Erscheinens meines ersten hierher gehörigen Aufsatzes im Jahre 1878 und vielleicht auch noch einige Zeit nachher noch in derselben Unkenntniss der von Penck citirten Aeusserungen der englischen und amerikanischen Literatur befanden, wie ich selbst, ein Umstand, der übrigens von Penck selbst (pag. 39) zugestanden wird, indem derselbe Autor an das von dem Amerikanisten Reiss in den Berliner Verhandlungen für Erdkunde (1878, pag. 228) über meine Schrift verfasste Referat erinnert. Hatte doch Reiss dieses Referat mit den Worten begonnen, dass hier ein geographisch-geologisches Problem gelöst wurde, „welches die besten Kräfte bisher vergeblich beschäftigte". Derselbe Umstand geht übrigens beispielsweise auch noch aus späteren im Jahre 1882 (im „Ausland", Nr. 2 und 3) unter Bezugnahme auf eben diese Schrift verlautbarten Aeusserungen eines anerkannt gediegenen Geographen, nämlich Professor Krümmel's, hervor. Krümmel kannte damals zwar schon Medlicott's Ansichten, aber nur aus einer vom Jahre 1879 datirten Publication des Letzteren und er berief sich auf dieselben als auf eine Bestätigung meiner Theorie.

In Richthofen's Auseinandersetzung, welche der ersten Ausgabe der G. Neumayer'schen „Anleitung zu naturwissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen" (Berlin 1875) einverleibt ist, in desselben Autors erstem Bande über China (1877), sowie in der gerade damals (1878) neu erschienenen dritten Auflage von Peschel's Problemen der vergleichenden Erdkunde fand ich die Frage nach der Entstehung der Querthäler theils als eine noch offene behandelt, theils (wie bei Peschel) im Sinne der Spaltentheorie discutirt. Eine Vertretung der Erosionstheorie im Allgemeinen fand ich in Rütimeyer's Abhandlung über Thal- und Seebildung (1869) und in den gerade (1877, Mitth. d. geogr. Ges. in Wien) erschienenen Studien Supan's über die Thalbildungen im östlichen Graubündten und in den Centralalpen Tirols vor. An diese Vorarbeiten zunächst angeknüpft zu haben hat für mich sicher nichts Beschämendes. Wenn damals in der deutschen Literatur von den Berufensten die Ansichten englischer und amerikanischer Gelehrter über die Fragen der Thalbildung noch nicht genügend gewürdigt, wenn namentlich die dickleibigen, durch den verschiedensten Inhalt sich auszeichnenden amerikanischen Reports noch nicht ausreichend in dieser Richtung durchstöbert worden waren [1]), so kann der Einzelne für diese

(Sixth annual report, Survey of the territories, Washington 1873, pag. 85) in dieser Sache die rein formelle Priorität vor Powell gebührt, indessen darf der von Penck selbst erwähnte Umstand nicht ganz übersehen werden, dass Hayden's in wenigen kurzen Zeilen niedergelegte Behauptungen ohne weitere Begründung geblieben sind.

[1]) Wenn dies Ratzel dennoch schon im selben Jahre (1878), als ich meinen ersten hierher gehörigen Aufsatz veröffentlichte, gethan hatte, insofern damals der Genannte im ersten Bande seines Werkes über die Vereinigten Staaten auf die Ansichten der Amerikaner über die Durchbruchthäler hinwies, so darf wohl nicht übersehen

Unterlassung jedenfalls nur soweit verantwortlich gemacht werden, als er diese Verantwortung mit Anderen zu theilen hat.

Wenn ich aber bisher die Auseinandersetzungen Penck's, namentlich im Hinblick auf den Ort, wo sie gegeben wurden, als nicht von einer zwingenden Nothwendigkeit dictirt bezeichnen musste, so bin ich jetzt bei einem der Punkte angelangt, wo ich gegen dieselben den Vorwurf directer Ungenauigkeit zu erheben gezwungen bin. Würde nämlich die Penck'sche Darlegung sich rein mit der objectiven Wiedergabe literarischer Einzelheiten befassen, so hätte ich schliesslich noch immer keine besondere Veranlassung gehabt zu dieser Darlegung das Wort zu ergreifen. Aber diese Darlegung übt direct Kritik, und zwar stellenweise ziemlich unberechtigte Kritik, indem sie sich an dem thatsächlichen Befunde des von ihr verarbeiteten Materiales in entstellender Weise vergreift.

Es fehle meiner Beweisführung, schreibt Penck (l. c. pag. 41), die unbedingte Ueberzeugungskraft, „wie das so oft mit Theorien der Fall ist, welche nicht an die geschichtliche Entwicklung anknüpfen, sondern frei aufwachsen, unbekümmert um frühere Arbeiten, auf dem Boden einer glücklichen Eingebung“. Das sieht denn doch so aus, als ob ich ohne von Gott und der Welt etwas zu wissen oder zum mindesten ohne jede Literaturkenntniss mich an die Lösung eines schwierigen Problems als eine Art geologischer Naturbursche herangewagt hätte. Der angeführte Satz enthält nicht mehr und nicht weniger als den unverblümten Vorwurf des Dilettantismus, und ich wundere mich nur, dass Herr Penck bei dieser Gelegenheit nicht auch das bekannte Bild von dem Körnlein, das eine blinde Henne findet, zu verwenden beliebt hat.

Im Allgemeinen (und wenn nicht immer wieder der Ort des Penck'schen Vortrages in Betracht käme) könnte ich mich ja leicht sogar über solche Aeusserungen noch hinwegsetzen, denn gerade der Vorwurf

---

werden, dass dieser Geograph speciell durch sein Thema zu der genaueren Durchsicht jener Reports direct genöthigt war

Dass aber selbst Ratzel's Ausführungen noch für einige Zeit in der deutschen geologischen Literatur unbeachtet blieben, mag wieder aus dem Umstande erklärlich sein, dass allgemeiner gehaltene Länderbeschreibungen von Geologen, die nicht gerade direct mit den betreffenden Ländern zu thun haben, bei ihren Arbeiten wohl seltener verglichen werden. Einem Docenten der Erdkunde liegen solche Vergleiche allerdings näher, und so mag es gar nicht merkwürdig sein, dass Herrn Penck, wie er (l. c. pag. 32) dem Publicum versichert, bei Abfassung seiner „Vergletscherung der deutschen Alpen“ (1881) die Anschauungen der Amerikaner schon „durchaus bekannt“ waren. Er hatte ja ausserdem noch den Vorzug, um jene Zeit mit Prof. Ratzel in München zusammen zu leben. Die Zugänglichkeit der Erkenntniss und Kenntniss gewisser Dinge ist eben je nach den localen und sonstigen Verhältnissen für den Einen oft bequemer als für den Anderen, und darnach kann dann auch das Verdienst solcher Kenntnissnahme und einer Weiterverbreitung derselben ganz ungezwungen beurtheilt werden.

Ich selbst (es thut das nichts zur Sache, aber es kann bei dieser Gelegenheit gesagt werden) habe Powell's Werk erst jetzt aus Anlass dieser mir aufgenöthigten Polemik, und zwar auch nur nach längeren Bemühungen zu Gesicht bekommen. Ich suchte dasselbe vergeblich in den Bibliotheken der k. k. geologischen Reichsanstalt, der hiesigen geographischen Gesellschaft, des naturhistorischen Hofmuseums, der hiesigen Universität und bei Privaten, deren Bücherschätze als reich bekannt sind. Die Einsicht in dasselbe verdankte ich schliesslich der Güte des Herrn Prof. Toula, der mir das Buch aus der Bibliothek der hiesigen technischen Hochschule zur Verfügung stellte.

einer besonderen Vernachlässigung der Literatur ist mir während meiner nunmehr zwanzigjährigen schriftstellerischen Praxis zumeist erspart geblieben, abgesehen von einem interessanten Falle, wo mir bezüglich der Schriften über das österreichische und mediterrane Neogen grobe Unkenntniss vorgeworfen wurde (vergleiche darüber Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1884, pag. 69). Was aber den jetzigen speciellen Anwurf anlangt, so genügt es auf die Durchsicht meiner beiden Abhandlungen zu verweisen, um die Vorstellungen, welche Penck's Bemerkungen hervorrufen könnten, zu einem guten Theil zu berichtigen. Man wird dort eine angemessen ausführliche Discussion der Ansichten früherer Autoren [1]), sowie den Hinweis auf eine ziemliche Anzahl von Schriften finden, welche auch bei einer historischen Studie, wie sie Prof. Penck vornahm, sehr wohl Erwähnung verdient hätten, was durchaus nicht durchgängig geschehen ist.

Nicht einmal der hierhergehörigen, mit meiner Auffassung in mancher Beziehung ziemlich übereinstimmenden Auslassungen Albert Heim's (vergl. Mechanismus der Gebirgsbildung, pag. 114) hat dieser Historiker gedacht, Auslassungen, die annähernd gleichzeitig mit meinen ersten Bemerkungen über die Querthalfrage und jedenfalls unabhängig von mir verlautbart wurden, wie ich das in der zweiten Folge meiner Bemerkungen auch ohne Weiteres anerkannte. [2])

Penck geht aber in seinen Behauptungen noch viel weiter als in jenen oben angeführten allgemeinen Bemerkungen, denn auf pag. 39 seines Aufsatzes schreibt er ganz ungenirt, dass mir die „ganze" von ihm bis zu dieser Stelle „angeführte Literatur unbekannt geblieben war". Inmitten dieser von Penck angeführten Literatur finden sich aber gewisse Schriften von Peschel, Rütimeyer und Supan, welche gerade, wie oben erwähnt, mit zu den Ausgangspunkten meiner ersten Abhandlung über den bewussten Gegenstand gehörten. Wie soll man da über die Verlässlichkeit und den Beruf Penck's als Historiker der Wissenschaft denken? Er hat jedenfalls Recht, wenn er (l. c. pag. 52) sagt, es sei nur Wenigen „vergönnt, der gesammten Weltliteratur auch nur in einer Frage zu folgen" [3]), denn es ist ihm nicht einmal gelungen,

[1]) Was beispielsweise auch Reiss (vergl. dessen vorher citirtes Referat) hervorzuheben nicht unterlassen hat.

[2]) Würden die späteren Autoren sich zufällig mehr auf Heim als auf mich bezogen haben, so hätte Penck übrigens Veranlassung gehabt, seine Vorwürfe mit eben solchem Recht, wie er sie mir machte, an jene Adresse zu richten, denn auch Heim versäumte es, an die Engländer und Amerikaner anzuknüpfen.

[3]) Dieser Gedanke scheint bei Professor Penck, der dabei von dem Bewusstsein seiner akademischen Stellung stark gehoben wird, in einer für ihn günstigen Interpretation überhaupt ziemlich tiefe Wurzel geschlagen zu haben. Man darf hier vielleicht an das originelle Feuilleton erinnern, mit welchem derselbe im Jänner 1887 in einem politischen Journal, in der Wiener „Deutschen Zeitung", den damals soeben vom Congo in Zanzibar eingetroffenen Dr. Oscar Lenz begrüsste, und in welchem versucht wurde zu zeigen, dass die Expedition des Letzteren, die sich ursprünglich (allerdings mit unendlich bescheideneren Mitteln) ein ähnliches Ziel gesteckt hatte, wie die lange verschollen gewesene Stanley'sche Expedition, misslungen und dass Lenz quer durch Afrika wie ein „Poststück" gereist sei, dessen „Porto" circa 30.000 Gulden gekostet habe.

In eben diesem Feuilleton wird es nämlich der Bescheidenheit Nachtigal's als ein besonderes Verdienst um die Wissenschaft angerechnet, dass dieser eine Professur der Geographie in Königsberg mit der Motivirung abgelehnt habe, er habe getrachtet einen Theil der Erde zu durchforschen, ohne das einschlägige Material beherrschen

sich mit dem Inhalt des einen Aufsatzes vollkommen vertraut zu machen, den er als Beispiel für diese Wahrheit vor dem Wiener Publicum zu zergliedern beflissen war.

So erklärt sich auch der weitere Satz seiner Schrift (l. c. pag. 39): „aus jeder Zeile“ meiner Darlegungen spreche die Thatsache, dass ich von der Originalität des von mir erörterten Gesichtspunktes völlig überzeugt war. Auch hier hat sich der genannte Autor von seinem jugendlichen Eifer etwas zu weit führen lassen.

Ich erlaube mir nämlich an den Schluss meiner ersten Abhandlung zu erinnern, wo es (Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1878, pag. 610) wörtlich heisst: „Nicht eine neue Hypothese ist es, die ich in den vorstehenden Auseinandersetzungen entwickeln wollte; dem Bedürfnisse nach neuen Hypothesen in der Geologie kommt die heutige Zeit ausreichend entgegen. Diese Auseinandersetzungen enthalten nur Gedanken in der Richtung und im Sinne einer Theorie, wie sie sich, glaube ich, als letzte Consequenz der von Rütimeyer und Anderen so überzeugend vertretenen Anschauung von dem grösseren Alter vieler Thäler und von der Unabhängigkeit der Entstehung vieler Querthäler von Gebirgsspalten ergibt.“

Erst später, als mein erster Aufsatz sowohl zu mannigfacher Zustimmung als zu Angriffen Veranlassung gegeben hatte und als in beiden Fällen die darin enthalten gewesenen Gesichtspunkte von den betreffenden Forschern als originell behandelt worden waren, hielt ich mich bei der Abfassung meines zweiten Artikels berechtigt zu glauben, mit meiner Arbeit „eine Art von Fortschritt“ angebahnt zu haben und die von mir beigebrachten Gesichtspunkte für ebenso neu zu halten, wie sie den Freunden und Gegnern meiner Auffassung vorgekommen waren. Ich gab dem auch in der Einleitung zu meinem zweiten Artikel einen, wie sich herausgestellt hat, voreiligen, wenn auch, wie mir vorkommt, durchaus nicht unbescheidenen Ausdruck, erwähnte übrigens im Laufe dieses Artikels wiederholt, dass ich eine erschöpfende Behandlung der ganzen Querthalfrage weder damals, noch früher beabsichtigte und dass mir die Zeit zu einer ausführlichen Besprechung des Problems und der Behandlung, die es erfahren, mangle.[1]) Ich war

zu können, wie sollte er die ganze Erde mit seinem Wissen umfassen? Mit dieser Aeusserung, schrieb nun Penck, habe Nachtigal die „Schranken bezeichnet,“ welche die „akademische Thätigkeit und die praktische Wirksamkeit des Reisenden trennen“.

Das ideale Ziel jener akademischen Thätigkeit, soweit dieselbe nämlich eine receptive und nicht eine pädagogische ist, wird damit sicherlich deutlich und vielleicht auch zutreffend bezeichnet, und man erkennt auch, dass Nichtakademiker nach der Ansicht des Feuilletonisten von den Bestrebungen so hoher Art auszuschliessen sind. Wer aber unter den Akademikern mag sich rühmen, ein solcher Universalmensch im Penck'schen Sinne zu sein und insbesondere wer unter den akademischen Lehrern mag sich vorstellen, bereits in seinen jungen Jahren die „ganze Erde“ mit seinem Wissen „umfasst“ zu haben?

Im Punkte der Bescheidenheit wird man hier allerdings dem gereiften praktischen Reisenden Nachtigal die Palme nicht vorenthalten können.

[1]) Dass ich jenes Problem trotzdem viel ausführlicher und systematischer besprochen habe als irgend einer meiner Vorgänger, wird dem, der auf die literarischen Quellen zurückgeht, übrigens nicht entgehen. Z. B. enthalten die wenigen Seiten, die Powell der Frage gewidmet hat, wohl das Wesentliche der betreffenden heute vielfach beifällig aufgenommenen Theorie; ein eingehendes Abwägen der verschiedenen Möglichkeiten der Querthalbildung und der vielgestaltigen dabei in Betracht kommenden Er-

eben, wie Jedermann leicht nach dem Verlauf meiner literarischen Thätigkeit in jener und seit dieser Zeit beurtheilen kann, mit vielfachen anderen Arbeiten genugsam beschäftigt und gab sogar (Jahrb. d. geol. R.-A. 1882, pag. 686 und 696) direct zu erkennen, dass mir die damals aufgedrungene Discussion momentan sehr ungelegen kam.

Jener zweite Artikel hatte, wie leicht zu erkennen, hauptsächlich die Aufgabe, die im ersten Artikel entwickelten Ansichten zu vertheidigen und nicht die Entstehung des Problems noch einmal ab ovo zu discutiren. Den Ehrgeiz zu zeigen, wie man die Weltliteratur beherrscht, hatte ich dabei nicht, denn ich hatte zunächst Nothwendigeres zu thun. Ich wünschte sachlich zu überzeugen, wenn ich auch dabei nach Penck nicht absolut erfolgreich sein konnte, eben weil nach diesem Autor zur Begründung solcher Ueberzeugung nicht allein die Discussion der verschiedenen über eine Frage vorhandenen Meinungen, sondern auch aller darüber erschienenen Schriften gehört.

Diesen Irrthum in der Methode theilte ich übrigens auffallender Weise mit den von Penck citirten englischen und amerikanischen Fachgenossen, denn auch diese gingen nicht bei ihren Darlegungen auf Alles das zurück, was in der Discussion über die Thalbildungsfrage vorangegangen war. Beispielsweise hat Powell auch seinerseits von den hierher gehörigen Ansichten Medlicott's nichts gewusst oder erwähnt, als er über die Verhältnisse des grossen Cañon berichtete. Er hat überhaupt gar nichts und gar Niemanden, nicht einmal Hayden erwähnt, sondern in Wahrheit ganz „unbekümmert um frühere Arbeiten" seine Theorie nur „auf dem Boden einer glücklichen Eingebung" niedergeschrieben. Auch seiner Beweisführung muss demnach Penck (siehe oben) die „Kraft der Ueberzeugung", und zwar in noch viel höherem Grade als der meinigen, absprechen, wenn nicht Gründe und Beobachtungen, sondern vor Allem retrospective Betrachtungen zur Herstellung eines Beweises gehören sollen. Man gewinnt so, nebenbei bemerkt, die Vorstellung, dass eine Anschauung erst dann wahr wird, wenn sie der Begutachtung eines deutschen Professors vorgelegt und von diesem ex cathedra verkündigt worden ist. Dabei bleibt freilich auffällig, dass die betreffenden hier in Rede stehenden Ansichten sich, wie aus Penck's eigenen Ausführungen hervorgeht, bereits Geltung verschafft hatten, ehe der Letztere hier den fehlenden Punkt auf das i setzte und mit seiner historischen Studie hervortrat.

Die erwähnten Ungenauigkeiten und Uebertreibungen sind übrigens nicht das Einzige, was ich an der Darlegung Penck's richtig zu stellen habe. Es handelt sich noch des Weiteren darum, dass mir Penck bei der Wiedergabe meiner Ausführungen gewisse Vorstellungen unterschiebt, die ich nicht allein nicht gehabt, sondern gegen die ich mich ausdrücklich genug bereits von Anfang an verwahrt habe.

Der genannte Autor macht nämlich (pag. 40) auf den Umstand aufmerksam, dass ich meine Anschauungen „gerade in entgegengesetzter

scheinungen, wie es der Begründung einer darauf bezüglichen Hypothese zum Vortheil gereichen würde, wird man aber dort vergeblich suchen. Daher kommt es wohl auch, dass Autoren, welche wie Neumayr (in seiner Erdgeschichte) bereits Kenntniss von Powell's Prioritätsanspruch besassen, es vorgezogen haben, sich gelegentlich der Erwähnung dieser Fragen lieber auf meine Ausführungen zu berufen.

Weise begründete, als dies von Powell in Nordamerika geschehen war". Letzterer habe darauf hingewiesen, dass der Grand Cañon bei seinem Durchbruche auf immer ältere Schichten gerathe, während ich gelehrt haben soll, dass „die Flüsse, welche Durchbruchthäler durchmessen, von älteren auf jüngere Gesteine kommen". Wohl sei ich mir, so fährt Penck fort, dabei genau bewusst gewesen, dass es sich um das Fliessen von einem alten Lande auf ein jüngeres handle, aber als Kriterium hierfür müsse das Alter der auftretenden Gesteine dienen. Aeltere Gesteine brauchten aber nicht nothwendig ein älteres Land für den Lauf des Flusses zu bezeichnen.

Dass Powell und ich bei der Behandlung der Frage von verschiedenen Beispielen ausgingen, ist nun allerdings richtig, aber es ist dies auch ganz natürlich, weil eben jeder Geologe, der nicht blos in Bibliotheken, sondern auch in der Natur Studien macht, durch das, was er gerade gesehen hat, zu Ideen angeregt und bei der Verfolgung derselben die ihm durch seine persönliche oder literarische Erfahrung nächstliegenden Beispiele untersuchen wird. Das wird erklärlicherweise bei Autoren, die in von einander weit getrennten Gebieten arbeiten, auch zu einer verschiedenen Behandlungsweise des Stoffes führen.

In den Beispielen, die ich speciell zur Discussion brachte, handelte es sich allerdings vorzugsweise um Gebiete, wo der Oberlauf der Flüsse ältere Gesteine aufweist als der Unterlauf und man wird zugeben, dass dies kein Uebelstand war für eine Darlegung, welche die Annahme eines grösseren Alters der Ursprungsgebiete mancher Flüsse zugänglich machen wollte. Keineswegs aber bildete für mich das Alter der betreffenden Gesteine das einzige Kriterium zur Feststellung des höheren und geringeren Alters der von diesen Gesteinen gebildeten Gebirge und Landmassen.

Ich habe vielmehr den entgegengesetzten Fall, dass Flüsse mit ihren Durchbrüchen aus dem Bereich jüngerer Gesteine in ein Gebiet älterer Gesteine eintreten, ausdrücklich (l. c. 1878, pag. 597) vorgesehen und kam unter Bezugnahme auf eine Darstellung H. Credner's hinsichtlich gewisser Flüsse des Alleghany-Systems nochmals (l. c. 1878, pag. 600) auf diesen Fall zurück. Ich schrieb dabei (l. c. 1878, pag. 601) wörtlich, es handle „sich eben nicht in erster Linie um das Alter der Gesteine, welche die Ufer eines Flusses bilden, sondern um das Alter der Gebirgserhebung, die von dem Flusse durchquert wird". Ich verweilte dann bei diesem Gesichtspunkte noch weiter, indem ich auf das Beispiel des Dniester hinwies, der, aus dem Karpathensandsteingebiet kommend, schliesslich in paläozoische Absätze sich eingräbt.

Bezüglich aber eines zweiten Falles, bei welchem man gemäss den landläufigen Vorstellungen die betreffenden Gesteine wenigstens ihrer Petrographie nach für älter hätte ansehen können, bezüglich nämlich des von der Waag durchbrochenen Klein-Kriwangebirges, berief ich mich (l. c. pag. 599) ausdrücklich auf Neumayr, der die Tatragranite nebst ihren Fortsetzungen als eine Kette von relativ jüngerem Alter betrachtet wissen wollte. Ich schloss endlich die betreffenden Auseinandersetzungen mit folgenden Worten (l. c. pag. 601): „In der Regel allerdings werden Gesteinszonen, je älter sie im stratigraphischen Sinne sind, auch desto mehr

Gelegenheit und Zeit gehabt haben, an Gebirgsstörungen theilzunehmen. Deshalb wird man theoretisch geneigt sein, ursprüngliche Wasserscheiden eher im Bereiche der ältesten Bildungen als im Bereiche der jüngsten Gesteine aufzusuchen, aber wie gesagt eine solche Symmetrie der Verhältnisse wird nicht überall erkannt werden können."

Das war ja doch Alles deutlich und leicht verständlich. Wenn aber Jemand durch das Uebersehen derartiger Dinge bei einem Angriff sich so rasch erkennbare Blössen gibt, wenn er dabei vielleicht glaubt, eine so flagrante Entstellung der Thatsachen werde nicht gebührend gewürdigt werden, so bekundet er damit eine solche Missachtung des Gegners, dass es dem Letzteren wenigstens gestattet sein muss, sein Erstaunen darüber zu äussern, und in Anbetracht aller bei einer solchen persönlichen Gegenüberstellung zu berücksichtigenden Verhältnisse darf man sich wohl fragen, ob denn der Verfasser jenes Angriffs wirklich berechtigt war, den Abstand, der ihn von diesem Gegner trennt, in dieser Weise und zu seinen Gunsten zu überschätzen.

Wenn aber Penck wiederum bemerkt, ich hätte andererseits den Fall gar nicht erwogen, dass ältere Gesteine im Oberlauf eines Flusses an manchen Orten nur deshalb entblösst sein können, weil dieses Gebiet des Oberlaufes stärker denudirt wurde als beispielsweise das Gebiet des Mittellaufes, dass also die Anwesenheit dieser Gesteine nicht nothwendig ein höheres Alter des betreffenden Gebietes andeute, und wenn er sagt, dass sich bei einigen meiner Beispiele wie beim Riesengebirge diese Möglichkeit deutlich aufdränge, so beweist das abermals, wie wenig scrupulös er es mit der historischen Treue nimmt, wenn er Gelegenheit findet, vor dem grossen Publicum über die wissenschaftliche Qualität zeitgenössischer Autoren sich auszusprechen.

Zwar nicht beim Riesengebirge, aber bei einem anderen meiner Beispiele, bei den Alpen, habe ich (l. c. 1878, pag. 598) den angegebenen Fall ausdrücklich im Auge gehabt und mich deshalb auf gewisse Ansichten von Gümbel und Mojsisovics stützen zu sollen geglaubt, weil diese Autoren der Meinung entgegengetreten waren, die krystallinische Mittelzone der Alpen sei einst von den mesozoischen Schichten bedeckt gewesen. Ich muss mir also doch wohl im Princip über die betreffende Alternative einigermassen Rechenschaft gegeben haben, wenn ich auch nicht in der Lage war, bei allen meinen übrigen Beispielen mich in ähnlicher Weise auf Autoritäten zu berufen.

Ich habe freilich in meinem ersten Aufsatze und in meinen beiden Aufsätzen überhaupt nicht (und namentlich nicht für jedes der beigebrachten Beispiele) den Anspruch erhoben, alle denkbaren Möglichkeiten zu erwägen, wie schon der Titel jener Schriften andeutet, in welchem nur „einige Bemerkungen über die Bildung von Querthälern" angekündigt werden, aber wie wir sahen, hatte Penck durchaus kein Recht, aus diesem Mangel gerade die oben erwähnten Folgerungen abzuleiten. Ich glaube wenigstens, dass die oben citirten Stellen meines ersten Artikels wohl genugsam mich hätten vor der Behauptung schützen müssen, für mich sei principiell nur das Alter der Gesteine zur Bestimmung des Alters der aus diesen Gesteinen zusammengesetzten Gebirge maassgebend gewesen.

Eine solche Folgerung schliesst einem Geologen gegenüber den Vorwurf einer gänzlich kindlichen Auffassung in den fundamentalsten Fragen der Tektonik in sich, einen Vorwurf, den der Autor des merkwürdigen Artikels über das Verhältniss des Land- und Wasserareals auf der Erdoberfläche (Mitth. d. geogr. Ges. in Wien 1886, vergl. das Referat in Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1887, pag. 128)[1]) zu erheben gerade keinen besonderen Grund hatte.

Der von mir (l. c. pag. 597) ausgesprochene Satz, dass man häufig dort, wo ältere Gesteine auftreten, „auch solche ältere Festlands- oder Gebirgskerne am ehesten vermuthen darf, wie sie das Gebiet des frühesten Ursprungs von Flüssen bezeichnen können“, kann also nur im Zusammenhange mit den soeben erwähnten von mir selbst vorgenommenen Einschränkungen beurtheilt werden. In diesem Sinne indessen scheint er mir noch immer Geltung zu besitzen und überdies wird er durch die Herbeiziehung jener von Penck angedeuteten Möglichkeit von späteren Denudationen eigentlich gar nicht tangirt.

Penck spricht sich ja nämlich selbst für die meinen Ansichten nach wahrscheinliche ungefähre Constanz vieler Wasserscheiden aus. Die Gebiete mit älteren Gesteinen, welche heute thatsächlich solche Wasserscheiden bilden, sind also wohl in vielen Fällen auch nach ihm als „ältere Festlands- und Gebirgskerne“ zu betrachten, gleichviel ob daselbst auf den älteren Gesteinen einmal eine jüngere Decke lag oder nicht. Ist im ersteren Falle diese Decke durch spätere Denudation zerstört worden, während sie in einiger Entfernung davon (etwa im heutigen Mittellauf der betreffenden Flüsse) noch conservirt wurde, so geschah dies doch wohl nicht selten gerade deshalb, weil die fragliche Partie früher und länger der Denudation ausgesetzt war als das umgebende Land, oder mit anderen Worten, weil sie früher zur Annahme eines festländischen, bezüglich gebirgigen Charakters gelangte, so dass die denudirenden Kräfte hier intensiver wirken konnten. Die heute sichtbare Entblössung älterer Gesteine in solchen Gegenden wäre also in den für einzelne Fälle hinsichtlich unserer Frage anzustellenden Betrachtungen trotz der Einwände Penck's noch immer von einiger Bedeutung, gleichviel ob nun diese Entblössung eine unmittelbare und ursprüngliche oder eine mittelbar durch andere Vorgänge erst hervorgerufene sein mag.

Ob übrigens manche der gerade in letzter Zeit ausgesprochenen Ansichten über die einstige Bedeckung vieler krystallinischer Massive mit jüngeren Felsarten nicht hie und da zu weit gehen, ist eine Frage für sich, auf die ich keinen Grund habe, mich hier näher einzulassen. In jedem Falle aber brauchten diese Ansichten mit den Fragen der Thalbildung nicht früher in Verbindung gesetzt zu werden, als sie ausgesprochen und allgemeiner discutirt wurden. Es kann eben Niemand, der

[1]) Es ist, nebenbei bemerkt, kaum anzunehmen, dass ich durch das citirte Referat mir das Missvergnügen Prof. Penck's zugezogen haben könnte, denn die Auffassungen jenes Artikels sind daselbst in objectiver und sogar möglichst schonender Weise wiedergegeben worden, wenn auch der Kundige erkennen mag, dass der Referent mit solchen Auffassungen, die theilweise in ihrer Einfachheit an die älteren Zeiten der Forschung erinnern, nicht durchwegs einverstanden war. In jedem Falle wäre zu berücksichtigen, dass jenes Referat nicht etwa in einem populären Organ, sondern in einer Fachzeitschrift erschien, welche im Interesse der Sache nicht immer auf das unter Umständen zur Pflicht werdende Recht der Kritik verzichten kann.

einen Artikel schreibt, in der Kenntniss der Weltliteratur so weit gehen, dass er auch die nach der Publication dieses Artikels erscheinenden Arbeiten schon mitberücksichtigt, und wenn ich beispielsweise den Meinungen, die Suess in seinem „Antlitz der Erde“ oder die Neumayr in seiner Schrift „über die geographische Verbreitung der Juraformation“ bezüglich der mitteldeutschen Gebirge ausgesprochen haben, nicht Rechnung trug, so mag dies mit dem für meine Thalstudien um einige Jahre verspäteten Erscheinen der genannten Werke entschuldigt werden. Was speciell das Riesengebirge anbelangt, so ist mir nachträglich allerdings bekannt geworden, dass Neumayr im zweiten Bande seiner „Erdgeschichte“ (pag. 685) mit ziemlicher Bestimmtheit ausspricht, dass zur oberen Jura- und zur oberen Kreidezeit das ganze Sudetengebiet unter Wasser war. Dieser Band erschien aber im Jahre 1887, und es wäre mir schwer geworden, denselben schon im Jahre 1878 zu benützen.[1])

Eines aber muss ich hierbei noch bemerken. Meinungen nämlich, wie die angedeuteten, schliessen zwar nicht aus, dass sich die Wissenschaft mit der localen Geschichte der betreffenden Erdräume bis in die entlegenere Vergangenheit hinein befasst, aber sie dispensiren so ziemlich davon die Geschichte jener Gebirge in frühere Zeiten als bis zur Epoche nach der jeweilig jüngsten marinen Bedeckung zu verfolgen, insoferne jene Gebirge diesen Annahmen gemäss erst später zu entstehen begannen.

Aus diesem Grunde ist mir denn auch die Art, wie sich Penck (l. c. pag. 36 und 37) auf die Schrift von Suess „über die Entstehung der Alpen“ beruft, nicht ganz verständlich und keineswegs historisch scharf vorgekommen. Schon bei einer früheren Gelegenheit (Verhandl. d. geol. Reichsanst. 1885, pag. 52) glaubte ich, darauf hinweisen zu müssen, dass gerade die genannte Schrift ihrem Titel sehr wenig entspreche, da sie nahezu völlig darauf verzichtet hat, ein Bild von der geologischen Geschichte des von den Alpen bedeckten Raumes[2]), von dem relativen Alter ihrer Theile und von der eventuell allmälig zu denkenden Entstehung dieses Hochgebirges zu geben. Die Alpen sind nach Suess, und zwar nicht blos im Sinne der genannten Schrift, sondern auch im Hinblick auf die späteren Auffassungen dieses Autors, ein sehr jugendliches Gebirge, und aus beiläufigen Bemerkungen desselben in der „Entstehung der Alpen“ lässt sich entnehmen, dass er gerade dieser Partie der Erdoberfläche einen durch lange Zeit bestehenden pelagischen Charakter zuerkennt[3]), im Gegensatze zu anderen Gebieten, wo die Verhältnisse, die diesen Charakter bedingen, öfter unterbrochen waren. Ich selbst berief mich deshalb in meinem ersten Aufsatze über Querthalbildung (l. c. pag. 598) im directen Gegensatz zu

---

[1]) Um billig zu habenden Missverständnissen vorzubeugen erkläre ich hiermit, dass allerdings Herr Penck nicht so weit geht, um mir die Nichterwähnung dieser Arbeiten vorzuhalten, dem aufmerksamen und in der Literatur bewanderten Leser seines Vortrages wird aber nicht entgehen, dass er die Nichtberücksichtigung gewisser in diesen Arbeiten enthaltener Vorstellungen als einen Mangel meiner Darstellung betrachtet.

[2]) In dieser Richtung hat erst der zweite Band des „Antlitz“ vieles früher Unberücksichtigte nachgeholt.

[3]) Wie das auch noch den neuesten, mit denen von Suess so vielfach harmonirenden Anschauungen Neumayr's entspricht. (Vergl. z. B. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereines, München 1888.)

diesen Ansichten auf jene oben schon einmal erwähnten älteren Darlegungen von Gümbel und Mojsisovics, denen zufolge, ob nun mit Recht oder Unrecht sei heute dahingestellt, die Centralgesteine des genannten Hochgebirges bereits zur Triaszeit eine Erhebung gebildet hätten.

Es ist ja wohl richtig, dass auch in einem erst in der Tertiärzeit entstandenen Gebirge das Spiel der Erosion bis heute Zeit genug gehabt hat, zur sichtbaren Geltung zu kommen: dass aber Ausführungen, welche, wie die meinigen, bemüht waren, auf das höhere Alter gewisser Flüsse gegenüber den durchbrochenen Ketten hinzuweisen, schon der grösseren Deutlichkeit wegen mit einiger Vorliebe bei Beispielen verweilten, welche die Existenz eines relativ älteren Ursprungsgebietes von Flüssen zur Voraussetzung hatten, ist leicht begreiflich.

Dass also gerade jenes Buch von Suess den Boden „präparirt" haben soll, auf welchem meine Bemerkungen über die Querthäler „erwuchsen", und dass auf diesem also präparirten Boden die Gedanken über Thalbildung (siehe Penck, l. c. pag. 52), „wie Samen auf einer Rodung" anfliegen mussten, das hat mich nachträglich zu erfahren umsomehr überrascht, als die wenigen direct auf unsere Frage zu beziehenden Bemerkungen des Buches sich ausschliesslich mit (nach der Meinung des Autors) tectonischen, durch Dislocationen bedingten Thälern befassen. Dass ferner eben jenes Buch den Anstoss gegeben haben soll, den Ansichten Lyell's in Deutschland endlich „Bahn" zu brechen, die Idee von der „grossen Langsamkeit" geologischer Processe einzuführen, und dass ihm das Verdienst zukomme, „mit den letzten Resten der alten kataklysmischen Theorien aufgeräumt" zu haben, das ist eine Entdeckung, die Professor Penck ganz für sich allein in Anspruch nehmen kann, das ist in der That ein neuer Gedanke.

Wenigstens sind die unbestreitbaren Verdienste jenes Buches von den Meisten bisher in einer ganz anderen Richtung gewürdigt worden, und es dürfte nicht schwer sein zu beweisen, dass der Grundzug der Lyell'schen Anschauung von der zumeist ruhigen Entwicklung geologischer Vorgänge in Deutschland, bezüglich in der deutsch-sprachigen Literatur, vor dem Jahre 1875 nicht allein schon bekannt war, sondern auch stellenweise bereits mehr oder weniger Wurzel geschlagen hatte, wenn auch thatsächlich zugestanden werden muss, dass die Herrschaft der alten Vorurtheile der Kataklysmatiker daselbst wie überall nur langsam verdrängt werden konnte oder kann. Ist aber etwa zum Beispiel der Weg, den Gustav Bischof einschlug, der eines Kataklysmatikers gewesen und darf nicht, um nicht allzuweit von dem Mittelpunkt unserer Discussion abzuweichen, gerade die oben erwähnte, schon im Jahre 1869 erschienene Arbeit Rütimeyer's als ganz im Geiste der Lyell'schen Grundanschauung geschrieben betrachtet werden? Widerspricht sich ferner Herr Penck nicht selbst, wenn er (auf Seite 10 seines Vortrages) im Gegensatz zu jener Behauptung andeutet, die Ansichten Lyell's hätten nach ihrem Entstehen nicht blos in England, sondern auch auf dem Continent Anhänger gefunden, so dass bereits im Jahre 1857 F. Römer unter dem Einflusse eben dieser Ansichten seine berühmte Abhandlung über die Weserkette schreiben konnte? Das war 18 Jahre vor der Publication der „Entstehung der Alpen".

Wer sich so eingehend wie Herr Penck um die Feststellung der wissenschaftlichen Priorität bekümmert, der durfte über solche Fragen wie die letztgestellten nicht leicht hinweggleiten.

Ich bitte nun das eben Gesagte nicht misszuverstehen. Es liegt mir durchaus fern, Suess als einen directen Gegner der Lyell'schen Ansichten hinzustellen. Selbst heute, wo der erstere in unzweideutiger Weise gegen die von Lyell befürwortete Vorstellung der seculären Niveauveränderungen des festen Landes Stellung genommen hat, möchte ich das nicht behaupten. Indem er, wie er sagt, mit den letzten Resten der Elevationstheorie brechen will, die aus den Bestrebungen der einstigen Vulcanisten hervorgegangen ist, kann Suess in gewissem Sinne und in dieser einen Richtung sogar als Jemand angesehen werden, der nicht gekommen ist, das Lyell'sche Vermächtniss aufzuheben, sondern zu erfüllen. Aber er bewegt sich dabei doch auf einem ganz anderen Boden als der englische Forscher. Während der Letztere bestrebt war, mit Hilfe der Betrachtung der heute auf der Erde wirksamen Kräfte, bezüglich der gegenwärtig sichtbaren Erscheinungen die Vorgänge der Vergangenheit zu erklären, während er so den Gedanken einer Continuität im Entwicklungsprocess der Erdoberfläche zu einer Ausbildung brachte, die Neumayr jüngst in seiner Erdgeschichte (I. Bd., pag. 30) als zu weit gehenden „Uniformismus" bezeichnete, bemüht sich Suess (und diese Tendenz lässt sich schon aus seiner Entstehung der Alpen herauslesen), Abschnitte der Erdgeschichte aufzufinden, welche dem allerdings mehr oder weniger periodisch und nicht nothwendig plötzlich gedachten Eintreten besonderer Ereignisse ihre Begründung zu verdanken hätten. Hat er doch schon eine abwechselnd verlangsamte oder beschleunigte Rotationsgeschwindigkeit unseres Planeten bei der Discussion dieser Fragen im Auge gehabt.

Von diesen Vorstellungen kann nun Vieles mehr oder minder richtig sein (das Meritorische dabei geht uns hier nichts an), aber eine besondere Interpretation der Lyell'schen Grundsätze braucht man darin nicht zu erblicken.

Was bezweckte also der bezügliche Hinweis von Penck in dem Augenblicke, da er meine Person zum Gegenstande seiner eigenthümlichen Auseinandersetzungen machte? Ich glaube, es handelte sich nicht allein um eine seinerseits gleichzeitig nach einer anderen Richtung zu leistende Verbeugung, sondern er wünschte zu zeigen, dass ich alle Ursache hätte, an diesem Compliment theilzunehmen. Dergleichen thue ich aber lieber aus eigener Initiative und bei einer passenderen Gelegenheit. Ob nämlich Herrn Professor Suess damit besonders gedient ist, wenn seinen Ideen durch jene Hinweise auf Lyell der Anspruch auf Originalität und Selbstständigkeit theilweise entzogen wird, daran darf mir zu zweifeln erlaubt sein.

Herr Professor Penck mag in glacialen Dingen eine hervorragende Autorität sein, aber seine Geschicklichkeit, anderen Autoritäten Angenehmes zu sagen, bedarf, wie man sieht, mindestens noch ebenso sehr der Uebung, als seine Anschauung vom Stande der allgemeineren Fragen der Geologie und von der Bedeutung der dabei massgebenden Einflüsse einer wesentlichen Correctur benöthigt.

Wir kommen aber jetzt zu dem Punkte des bewussten Vortrages, bei welchem ich vielleicht Ursache habe, mich am sonderbarsten berührt

zu fühlen und bei dessen Besprechung ich in eine etwas peinliche Lage versetzt bin. Man hat einen Namen gegen mich ausgespielt, dessen Träger ich zu höchstem Dank verpflichtet bin. Man hat gewisse schon vor einigen dreissig Jahren von dem Betreffenden veröffentlichte Ausführungen als gleichbedeutend mit den Ansichten hingestellt, die ich später in der Querthalfrage darlegte und man nöthigt mich auf diese Weise eine Discussion jener Ausführungen vorzunehmen, welche leicht den Schein einer wenig angemessenen Polemik auf mich zu werfen im Stande wäre. Ich gehe dieser Discussion in der That, und zwar sowohl aus sachlichen als persönlichen Gründen nicht aus dem Wege, aber man wird, so hoffe ich, unschwer erkennen, dass ich jenen theils an sich, theils für ihre Zeit ausgezeichneten Ausführungen nur insoweit entgegentrete, als dieselben im Lichte der eigenthümlichen Auffassung Penck's erscheinen und bei dessen Vortrag und Beweisführung eine Rolle spielten.

In den obigen Zeilen ist auch der Schrift Ferdinand Römer's über die Weserkette gedacht worden. Penck erwähnt diese Schrift aber nicht allein als Beispiel dafür, dass sich die Lyell'schen Anschauungen schon im Jahre 1857 in Deutschland Eingang verschafft hatten, er sucht auch zu zeigen, dass bereits damals von Römer bezüglich der Entstehung des Weserthales ein ähnlicher Gedanke geäussert wurde, wie er später bezüglich anderer Thäler von mir formulirt werden konnte. Im Allgemeinen versichert nun zwar Herr Penck ausdrücklich, dass er meine Anschauungen für selbstständig gewonnen erachte, da er mich aber (l. c. pag. 37) seinem Publicum speciell als einen Schüler F. Römer's vorstellt, so könnte für die Hörer und Leser seines Vortrags, die sich des Zusammenhanges dieser Ausführungen bewusst werden, die Vermuthung entstehen, ich hätte mich trotz aller sonstigen mir (mit Recht oder Unrecht) vorgeworfenen Literaturunkenntniss in der Stille eines gerade mir leicht zugänglichen Gedankens eines Andern bemächtigt, um darauf meine Theorie aufzubauen.

Mein Recept wäre also in diesem Falle ein sehr einfaches gewesen. Durch das leicht zugängliche Buch von Suess über die Principien Lyell's belehrt, brauchte ich dann nur gewisse Erinnerungen aus meiner Studienzeit aufzufrischen und die Römer'schen Ausführungen den Ansichten von Suess (so wie Penck sie versteht) mit einigen Zuthaten anzupassen. Damit war dann die Theorie, die so viel Staub aufgewirbelt hat, von selbst gegeben und fertig, ohne dass ich mich, da ich eben Römer nicht erwähnte, bemüssigt gefunden hätte, dem intellectuellen Urheber derselben einen Antheil daran zu gestatten.

Gegen derartige Vermuthungen des Publicums könnte man nun eigentlich gar nichts machen. Beispielsweise könnten dahin gehörige Versicherungen, dass man sich in Unkenntniss der betreffenden Stellen jener Ausführungen befunden habe, geglaubt werden und auch nicht. Ein Streit darüber wäre also höchst müssig, und das einzig greifbare Resultat des Penck'schen Hinweises würde (abgesehen von meiner Discreditirung) nur das sein, dass weder Medlicott noch den Amerikanern, sondern meinem Lehrer Römer das Verdienst der Priorität in der fraglichen Lösung des Querthalproblems gebühre.

Dieser Schluss ist auch thatsächlich bereits gezogen worden einerseits von Partsch, als er im neuen Jahrbuch für Mineralogie Penck's

Werk über das deutsche Reich referirte, andererseits von Philippson, als er jüngst in Petermann's Mittheilungen (1888, Nr. 12) den Inhalt des hier besprochenen Vortrages anzeigte.

Nun verhält sich die Sache aber doch eigentlich etwas anders als Penck sie darstellen möchte und bei einiger Unbefangenheit wird man nach Prüfung der Römer'schen Schrift zugestehen, dass der Autor derselben keineswegs wie Partsch (Neues Jahrb. 1888, I. Bd., pag. 216) in seinem eben erwähnten Referat auf Treu und Glauben annimmt, bereits damals „mit voller Klarheit“ die heute geläufigen Ansichten über Durchbruchthäler formulirt habe.

Es handelt sich hierbei nur um denjenigen Abschnitt der Römer'schen Schrift, welcher das Schlusscapitel der letzteren bildet und der seinem Titel nach die Entstehung der Weserkette erörtert. Es wird aber gut sein, sich dabei nicht ausschliesslich mit den von Penck dort herausgegriffenen Sätzen zu begnügen, obwohl auch diese allein zu der betreffenden Behauptung noch keinen Anlass boten.

Einer der wesentlichsten Punkte, den Römer in jenem Capitel erörtert, betrifft das Alter der Erhebung der Weserkette. „Als die Ablagerung der Tertiärschichten erfolgte“, sagt der letztgenannte Autor (l. c. pag. 713), „war die Weserkette schon vorhanden.“ Die Aufrichtung dieser Kette habe (l. c. pag. 718) „in jedem Falle nach der ursprünglichen Ablagerung der Wealdbildung und vor derjenigen der Tertiärbildungen stattgefunden.“ Der Analogie mit anderen Gebirgen Norddeutschlands wegen sei es am wahrscheinlichsten, den Zeitpunkt der Hebung nach dem Schluss der Kreideperiode anzunehmen. Die „weitere Ausarbeitung der Oberflächenbeschaffenheit der Bergkette mit ihren Thälern und Einschnitten“ sei (l. c. pag. 719) Denudationen zuzuschreiben, die im Wesentlichen vor dem Absatz der kalkig-mergeligen Tertiärschichten von Bünde vollendet gewesen seien. Aber (l. c. pag. 720) „erst seit den Diluvialfluthen haben sich die Flüsse und Bäche ihre Thäler bis zu der gegenwärtigen Tiefe eingegraben“. Nach diesen Ausführungen folgen erst die Sätze, auf welche Penck Bezug nimmt.

Römer spricht darin aus, dass nach dem Absatz des Diluviums, wobei er in erster Linie (wie sich aus pag. 719 unten ergibt) an die nordische Geschiebeformation denkt, sich in der Nordhälfte unseres Continents seculare Hebungen vollzogen hätten, an welchen continentalen Bewegungen die über den Continent vertheilten Gebirge theilgenommen haben würden. „Die Vertiefung der Thäler der Flüsse und Bäche muss im Verhältniss zu dieser allmäligen Erhebung des Continentes stattgefunden haben, denn nur so liess sich die Gleichmässigkeit des Gefälles, dessen Herstellung alle fliessenden Gewässer fortwährend erstreben, trotz jener continentalen Hebung aufrecht erhalten.“

Man sieht hieraus deutlich, dass es sich dabei, abgesehen von der Rücksichtnahme auf die Thätigkeit der Erosion im Allgemeinen[1]),

---

[1]) Viel mehr als solche allgemeine Rücksichtnahme auf den Factor der Erosion als eines für die Thalbildung wesentlichen Momentes kann man auch in den von Penck citirten Aeusserungen Bischoff's und Oldham's nicht erblicken. Wollte man alle die Darlegungen, die Aehnliches besagen, als Vorläufer der Medlicott-Powell-schen Theorie ansehen, so würde man den eigenthümlichen Charakter der im Sinne dieser Theorie sich bewegenden Ausführungen nicht blos gänzlich verwischen, sondern

um einen ganz anderen Vorstellungskreis handelt, als um den in meinen Aufsätzen über Querthäler discutirten. Es ist von einem Durchbrechen neu quer gegen den Flusslauf sich bildender Ketten gar nicht die Rede. Es handelt sich um eine sogar mit ihren Thälern im Wesentlichen schon längst vorhandene Kette, in deren Bereich die Flüsse sich in Folge einer allgemeinen Emporhebung des Continentes tiefer eingraben. Das eigentliche Punctum saliens der von mir vertretenen Anschauungen bleibt von diesem Vorstellungskreise gänzlich unberührt. Man begegnet auch hier vielmehr, ähnlich wie ich das in meinen ersten Bemerkungen (l. c. pag. 586) gewissen Aeusserungen Peschel's entgegenhielt, „der ganz ausgesprochenen Vorstellung von einem fertig dastehenden Gebirge, auf welches die Erosion später eingewirkt hat", insoweit nämlich dieser Erosion in unserem Falle (wo wir uns in die spätere Diluvialzeit zu versetzen haben) nicht die Schöpfung, sondern nur die nachträgliche Vertiefung schon existirender Thäler zugeschrieben wird. Ob dabei Römer der Erosion sonst (das heisst von seinem principiellen Standpunkte aus) mehr Spielraum lässt als Peschel, kommt für unsere Discussion nicht in Betracht. „Man spricht wohl im Allgemeinen," so sagte ich in der Einleitung zu meinen ersten Bemerkungen über die Entstehung der Querthäler, „von den Wirkungen der Erosion, die derartige Engpässe ausgenagt habe, ... aber man kommt über eine ziemlich unbestimmte Vorstellung von diesen Vorgängen nicht hinaus, namentlich wenn man sich den Anfang derselben vergegenwärtigen will."

Die Frage nach diesem Anfang ist also das Wesentliche bei der von mir in meinen Aufsätzen discutirten Anschauung. Dass diese Frage aber gar nicht berührt, geschweige denn gelöst wird von einer Auseinandersetzung, die sich mit einem bereits vor der Tertiärzeit aufragenden und durch Thalwege gefurchten Gebirge und mit den nach der Diluvialzeit daselbst vorgekommenen weiteren Auswaschungen befasst, dass ferner die Frage, wie in der Aufthürmung begriffene Ketten durchbrochen werden, überhaupt nicht gestellt wird in einem Aufsatze, in welchem nur von continentalen Hebungen die Rede ist, das hätte Herr Penck denn doch erkennen müssen, wenn nicht sein Bestreben, bei seinen Prioritätsnachweisen in möglichst entlegene Zeiten zurückzugehen, ein allzu lebhaftes gewesen wäre.

Nun aber findet sich bei Römer hinter dem Angeführten noch ein weiterer Satz, auf welchen Penck, wie es scheint, für seinen Beweis einen besonderen Werth legt. Dieser Satz lautet: „Wenn wir also z. B." (zum Beispiel, das heisst demnach, dass hier eine Erläuterung

direct entstellen. Auch bei Bischoff handelt es sich nur um das Verhältniss der Flussläufe zu einem sich im Ganzen hebenden Lande, nicht zu entgegen den Flüssen aufsteigenden Gebirgen, also schliesslich nicht um eine Theorie der Durchbruchthäler. Eine solche Theorie setzt die Anerkennung der Bedeutung der Erosion allerdings voraus, aber es wäre unlogisch, sie mit dieser Voraussetzung zu verwechseln. Sonst müssten wir zuletzt thatsächlich noch weit über Römer hinausgreifen und wir kämen, wenn schon nicht gleich bei den von Penck (l. c. pag. 4) citirten Autoren des vorigen Jahrhunderts, so doch wenigstens bei dem gleichfalls in jenem Vortrag erwähnten Kühn'schen Handbuch an oder bei der ziemlich gleichzeitig damit (Bull. soc. géol. fr. 1833, pag. 215) erschienenen Auseinandersetzung Montlosier's, der (nebenbei ein Vorläufer der Gegner der Elevationstheorie) gleichfalls die Thäler als Auswaschungen ansah, wenn er dabei auch an kataklysmatische Regengüsse dachte.

der soeben wiedergegebenen Ansichten beabsichtigt wird) „die Weser vor Vlotho ihr bis dahin breites und flaches Thal verlassen und in das hohe, durch ziemlich feste Keuperschichten gebildete Bergland eindringen sehen, während der kürzere und weit weniger durch vorliegende Höhen gehinderte Weg zur Porta Westphalica längs des bis dahin verfolgten Südabhanges der Weserkette gelegen hätte, so werden wir für die Erklärung dieser Erscheinung auf die Zeit zurückgehen müssen, in welcher das Bett des Weserstromes sehr viel höher im Vergleich zu den dasselbe gegenwärtig umgebenden Berghöhen lag und in welcher daher eine auch nur flache Depression auf der Oberfläche des durch Keuperschichten gebildeten Landes in der Richtung des gegenwärtig engen und tiefen Thales von Vlotho den Fluss veranlassen konnte, hierhin seinen Lauf zu nehmen. Nachdem aber diese Richtung einmal gewählt war, musste der continentalen Hebung des Landes entsprechend der Fluss sein Bett allmälig immer tiefer bis zu dem gegenwärtigen Niveau eingraben."

Gerade diesen Passus wird aber vielleicht Mancher (wenigstens zu Gunsten Penck's) nicht so klar finden, wie die sonst stets so bewunderungswürdig präcisen Ausführungen meines berühmten Lehrers. — Suchen wir uns aber dennoch darüber Rechenschaft zu geben.

„Nachdem nun diese Richtung einmal gewählt war", musste der Fluss allerdings im Sinne jener Anschauung seinen Weg beibehalten. Das ist klar. Aber wann wählte der Fluss diese Richtung? Wenn ein Zusammenhang des bewussten Passus mit den Ausführungen, zu denen er als Beispiel gilt, angenommen wird, so muss man dafür im Sinne Römer's wohl auch die Zeit nach dem Diluvium voraussetzen. Da stehen wir also wieder bei der Frage nach dem Anfang, der jenem „nachdem" vorausging. Das Bett des Stromes lag damals relativ höher als heute, das heisst zunächst jedenfalls um den Betrag, um den sich die ganze Kette in Folge der allgemeinen continentalen Bewegung seither über den Meeresspiegel erhoben haben soll. Das verringerte die absolute Höhe des dem Fluss als entgegenstehend gedachten Hindernisses, aber es hob das letztere principiell nicht auf, da die Aufthürmung des Gebirges eben schon stattgefunden hatte. Warum aber wählte der Fluss diese Richtung? Weil möglicher Weise in irgend welcher Art sich eine Depression des vom Keuper heute oberflächlich eingenommenen Terrains gebildet hatte, die den Fluss „veranlasste", ihr zu folgen. Wann aber hatte sich diese Depression gebildet, ist sie eine der schon zur Tertiärzeit entstandenen Furchungen oder vielleicht gar eine tectonische Erscheinung und in welchem Verhältnisse steht ihre Bildung dann zu der Erhebung des ganzen Gebirges? In welchem Verhältnisse steht sie vor Allem zu dem bis oberhalb Vlotho von der Weser durchlaufenen flachen Terrainstück? Hat diese Depression, die hier die Rolle eines deus ex machina spielt, am Ende gar den Fluss von einer anderen früheren Richtung direct abgelenkt? Darüber erfahren wir nichts, und hier werden wir gänzlich unbestimmten Vorstellungen überlassen. Wir erkennen nicht einmal genau, ob nach der Meinung des Autors gerade der Weserfluss bereits vor der Diluvialzeit bestand oder nicht. In dem eigentlich kitzlichen Punkt der Querthalfrage versagt uns also die mitgetheilte Auseinandersetzung jede Aufklärung.

Wir erfahren nur, dass jene Niederung nicht ursprünglich vom Flusse eingenommen, sondern erst später aufgesucht und weiter ausgefurcht wurde, dass also jedenfalls der Fluss gerade dort nicht älter ist, als die von ihm durchquerten Erhebungen, dass also hier ein Fall vorliegt, der, so wie er dargestellt wurde, ganz sicher nicht in den Rahmen der später von mir erörterten Fälle hineinpasst.

Auch ist die Bildung einer Depression für die Entstehung von Thälern kein mit der Aufthürmung von quer über den Thallauf streichenden Ketten gleichbedeutender Vorgang. Indem Römer diese Depression voraussetzt, sucht er die Frage nach der Entstehung eines Durchbruchthales für den gegebenen Fall zu eliminiren, nicht aber zu lösen. In jedem Falle aber lässt Römer den Fluss durch irgendwie vorher gebildete Vertiefungen der (schon vorhandenen) Gebirgsmasse fliessen und erst später sich in denselben trotz continentaler Hebungen behaupten. Er nimmt ja die Durchbruchfurche als schon vor der Intervention der Weser bestehend an, nur als weniger eingeschnitten im Vergleich zu heute. Man kann also sagen, er suche die Bedeutung der dem betreffenden Durchbruch der Weser entgegengewesenen Schwierigkeiten abzuschwächen, aber man muss zugestehen, dass unsere Phantasie noch genügenden Spielraum behält, uns die ursprüngliche Ueberwindung jener Schwierigkeiten endgiltig auszumalen.

Hätten wir jedoch den Autor missverstanden und hätte der Fluss dennoch schon zur Tertiärzeit jene Depression inne gehabt, so würde für die geschilderten Vorgänge nach der Diluvialzeit der später nur vertiefte Durchbruch als schon bestehend gelten müssen. Annehmen, dass etwas besteht, heisst aber nicht erklären, wie es geworden ist.

Wenn dies gesagt werden muss, so enthält das selbstverständlich keine Kritik Römer's, weil man Niemandem einen Vorwurf aus dem machen kann, was er als ungelöstes Problem seinen Nachfolgern übrig liess, sondern eine Kritik Penck's, weil er Dinge in die Römer'sche Darstellung hineininterpretirt hat, die nicht darin sind und die er wahrscheinlich auch niemals darin entdeckt hätte, wenn nicht inzwischen die Theorie, deren Geschichte er schrieb, eine klare Formulirung erfahren hätte.

Das Beste kommt aber noch. Durch die Hereinziehung des Römer'schen Aufsatzes in seine Auseinandersetzung hat Penck, wie wir gesehen haben, nicht allein ein ungenügendes Verständniss für das Wesen des von ihm in seiner historischen Studie besprochenen Problems bekundet, er hat, wie wir sogleich noch sehen werden, auch bei dieser Gelegenheit wieder gegenüber ganz klar hingestellten Aussprüchen eines Autors Verschiebungen des Sinnes vorgenommen, welche das gerade Gegentheil dessen wieder geben, was der Autor gesagt hat, ganz ähnlich wie er das (vergleiche das Frühere) meinen eigenen Bemerkungen gegenüber gethan hat. Ich will hoffen und annehmen (es ist dies die günstigste Auslegung), dass hierbei nur eine Art von Leichtfertigkeit bei rascher Literaturbenützung im Spiele ist; wenn man aber einen öffentlichen Vortrag hält, welcher seiner ganzen Anlage nach darauf hinausläuft, die wissenschaftliche Thätigkeit Anderer an der Hand der geschichtlichen Entwicklung eines Problems zu kritisiren, „vor einem Forum, vor dem es keine Vertheidigung gibt“, wie sich ein Fachmann im Hinblick auf unseren Fall ausgedrückt hat,

so würde für den Vortragenden eine etwas grössere, sogar ängstliche Vorsicht sehr wohl angemessen gewesen sein.

Penck hat nämlich anscheinend schliesslich gefühlt, dass, wie schon oben bemerkt, eine continentale Hebung, an welcher die zufällig auf der betreffenden Continentalscholle stehenden Gebirge ohne Veränderung als etwas Ganzes und Fertiges theilnehmen, und die Entstehung eines Gebirges nicht genau dasselbe sind. Er beruft sich deshalb (pag. 11 seines Aufsatzes) darauf, dass Römer sich diese postdiluviale Hebung als eine ungleichmässige gedacht habe. Er habe dies gleich hinter dem zuletzt besprochenen Passus „in dem unmittelbar anschliessenden“ Satze „aufgeklärt“ und er habe dort solche Ungleichmässigkeiten der Bewegung „dafür verantwortlich gemacht, wenn der Fluss aus niederem Lande in höheres tritt“. Etwas weiter malt Penck diese angebliche Meinung Römer's noch genauer aus und sagt: „Römer also ist der Anschauung, dass Flüsse in einem sich allmälig, aber ungleich erhebenden Lande ihre Richtung beibehalten und er erklärt einen auffälligen Flussdurchbruch dadurch, dass hier das Land mehr gestiegen ist als in der Umgebung, während der Fluss sein Thal ausfurchte.“

Eine solche ungleichmässige Erhebung wäre nun zwar noch immer nicht gleichbedeutend mit der Aufthürmung einer Kette, aber sie hätte immerhin dem Flusse die von unserer Theorie geforderten Hindernisse entgegenstellen können. Sie hätte Terrainunebenheiten bedingen können, die früher nicht da waren und mit denen der Fluss sich hätte abfinden müssen. Wenn dann ausgesprochen wurde, dass der Fluss dies unter siegreicher Behauptung seines Bettes gethan habe, so würden wir darin immerhin eine Vorstellung erkennen dürfen, welche, ohne gerade dieselbe Formulirung zu besitzen, der später von Anderen und mir vertretenen Theorie ähnlich sieht.

Es ist deshalb von höchstem Interesse, jene „Aufklärung“ bei Römer nachzuschlagen. Der Passus, hinter welchem sie nach Penck stehen soll, befindet sich auf der Schlussseite (pag. 721) des betreffenden Aufsatzes. Hinter diesem Passus enthält der Aufsatz, abgesehen von einer Tabelle, überhaupt nur noch zwei Sätze, so dass man nicht viel Zeit braucht sich zu orientiren. Der erste dieser Sätze, welcher wirklich unmittelbar hinter jenem früher besprochenen Passus kommt, besagt nur, dass die Festigkeit der durchwaschenen Schichten an dem spaltenförmigen Aussehen des Weserthales in jener Gegend schuld sei, die Aufklärung erfolgt also erst im zweiten Satze, dem Schlusspassus des Aufsatzes. Von all dem, was Penck von einem Uebergang des Flusses aus niederem Lande in höheres, von einem „mehr“ der Erhebung einer Landscholle gegenüber der Umgebung berichtet, ist aber dort nicht mit einer Silbe die Rede. Man ist vielmehr geradezu erstaunt, statt der gesuchten „Aufklärung“ die ausdrückliche Erklärung Römer's zu finden, dass ihm von ungleichmässigen Hebungen in der Weserkette nichts bekannt sei, trotzdem ihm die Untersuchungen Dechen's über eine ungleichmässige hypsometrische Vertheilung der Diluvialbildungen des benachbarten Teutoburger Waldes die Betrachtung ähnlicher Verhältnisse nahe legten. Der Satz lautet: „Schliesslich verdient noch besonders hervorgehoben zu werden, dass für die Nachweisung einer ähnlichen ungleichmässigen Erhebung nach der Ablagerung des Diluviums, wie sie H. v. Dechen

so scharfsinnig für den Teutoburger Wald erwiesen hat, in der Weserkette zur Zeit wenigstens noch das nöthige Anhalten in den über die Verbreitung des Diluviums bekannten Thatsachen fehlt."

So beherrscht man die „Weltliteratur" und im Besitz einer solchen Methode mag es allerdings leicht sein (vergl. d. Anmerkung pag 10 dieses Artikels), „die ganze Erde mit seinem Wissen zu umfassen"!

Ich hoffe, dass die voranstehenden Darlegungen ausreichen werden, um dem Leser das Verständniss der Penck'schen Schrift zu erleichtern und um die in dieser Schrift eingehaltene Methode der historischen Forschung einer richtigen Schätzung näher zu bringen. Der Leser mag sich nunmehr selbst mit der Frage abfinden, warum wohl eigentlich Herr Penck jenen Vortrag gehalten haben mag und warum er vor dem grösseren Wiener Publicum für nöthig gefunden hat, die Art der wissenschaftlichen Thätigkeit eines Anderen zu beleuchten, der seinerseits fast gar nicht in den Mitbewerb um die Gunst jenes Publicums eingetreten ist. Der breiteren und breitesten Oeffentlichkeit habe ich mich ja doch im Vergleich zu den Gepflogenheiten Anderer bisher nur wenig, durch Zeitungsartikel sogar niemals genähert, und jedenfalls darf ich behaupten, dass ich trotz einer fast zwanzigjährigen Wirksamkeit in Wien kaum so oft die Gelegenheit gesucht oder das Bedürfniss empfunden habe, mich den weiteren Kreisen dieser Stadt vorzustellen, als Herr Penck, der während der kurzen Zeit seines hiesigen Aufenthaltes (abgesehen von seiner Beschäftigung als Lehrer), eine ganz vorwiegend populäre Thätigkeit entfaltet hat.

Ich sagte also, der Leser möge sich selbst die obige Frage beantworten. Er wird dann wissen, inwieweit er den bewussten Vortrag nach Inhalt und Motiven für einen sachlichen zu halten habe und seinem Urtheil stelle ich die weitere Frage anheim, ob der ethische Zweck einer Belehrung der gebildeteren Laienwelt auf dem von dem Vortragenden eingeschlagenen Wege besonders gefördert wird. Dabei ist mir allerdings bewusst, dass dieser Leser nicht gerade mit dem Publicum identisch ist, vor und zu welchem Herr Penck vornehmlich gesprochen hat. Ich konnte aber doch schwerlich von demselben Platz aus antworten. Selbst wenn man mir das gestattet hätte, so wäre es mir nämlich, um einen von dem Referenten des Penck'schen Vortrages in den Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt (1888, pag. 185) gewählten Ausdruck zu wiederholen, nicht angemessen erschienen, wissenschaftliche Differenzen „gleichsam auf die Strasse zu tragen". Auch bin ich völlig der weiteren Ueberzeugung jenes Referenten, dass in solchen Dingen eine Abwehr vor dem grossen Publicum schon deshalb zu den Wagnissen gehört, weil sie, um beweiskräftig zu sein, auf die für den Angriff leichter zu handhabende populäre Form verzichten muss.

Indessen glaubte ich es mir schuldig zu sein, die Ungenauigkeiten des Penck'schen Vortrages wenigstens vor dem Forum der Fachgenossen zu berichtigen, denen ja schliesslich der dem Druck übergebene bewusste Vortrag ebenfalls zugänglich ist, und welche eine derartige Zusammenstellung schon aus leicht entschuldbaren Bequemlichkeitsgründen weiterhin zu benutzen versucht sein könnten.

Beitrag zur Kenntniss der Mikrofauna aus den oberjurassischen Feuersteinknollen der Umgegend von Krakau.

Von **Thaddäus Wiśniowski.**

Mit zwei lithographirten Tafeln (Nr. XII—XIII).

(Aus dem Laboratorium des geologischen Museums an der Jagellonischen Universität zu Krakau.)

Seitdem die Arbeiten von Wright[1]), über die Mikrofauna der Feuersteinknollen aus dem Kreidesystem von Irland, von Dr. Hinde, über die Spongienfauna einer Feuersteinknolle aus den Kreideschichten von Norfolk[2]), über Hornsteine aus den irländischen Kohlenkalken[3]) etc., sowie ähnliche Arbeiten von Sollas[4]) und Počta[5]) erschienen sind, seitdem die Untersuchungen des Prof. Dr. Hantken[6]) den Reichthum an Radiolarien einiger vortertiären ungarischen Hornsteine bewiesen haben, und endlich die Monographien der Jura- und Kreideradiolarien von Dr. Rüst[7]) den glänzendsten Erfolg einer mikroskopischen Untersuchung der jurassischen Feuer- und Hornsteine zum Vorschein gebracht haben, ist zu erwarten, dass in der Zukunft diese Gesteine, mit denen man bisher so stiefmütterlich umging, immer mehr zum Gegenstand der paläontologischen Untersuchungen ihres Mikrokosmos sein werden. Die vorliegende Arbeit bildet einen weiteren

---

[1]) Wright, A List of the cretaceous Microzoa of he North of Ireland. Belfast Nat. Field Club. 1875.

[2]) G. J. Hinde, Fossil Sponge-Spicules from the Upper Chalk etc. Munich 1880.

[3]) G. J. Hinde, Organic Origin of Chert. Geo'ogic. Mag. Octobr. 1887, Dec. 3, Vol. IX, Nr. 10.

[4]) H. J. Sollas, On the Flint-nodules of the Trimmingham Chalk. Ann. Mag. Nat. Hist. 1880, Ser. 5, Vol. VI.

[5]) P. Počta, Ueber Spongiennade'n d. Brüsauer Hornsteines. Sitzungsberichte d. k. böhm. Gesellsch. d. Wissensch. Prag 1883.

[6]) Hantken, Ueber die mikroskopische Zusammensetzung ungarländ. Kalk- und Hornsteine. Math. und Naturwiss. Berichte aus Ungarn. 1883—1884, II. Bd.

[7]) *a)* Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. Paläontographica. 1885, Bd. XXX. — *b)* Beiträge zur Kenntniss der fossi'en Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. Ibidem. 1888, Bd. XXXIV.

kleinen Beitrag zur Kenntniss der mikroskopischen Fauna der Feuersteinknollen, und zwar aus den obersten Schichten des Malms der Umgegend von Krakau.

Meine Aufmerksamkeit auf die Krakauer Jura-Feuersteine wurde zuerst von dem Herrn Prof. Dr. Szajnocha gelenkt, dem ich auch verpflichtet bin, hier meinen innigsten Dank auszusprechen für die ausgiebige Hilfe im Laufe meiner Untersuchungen, welche ich in dem geologischen Laboratorium der Jagellonischen Universität zu Krakau ausgeführt habe.

Der Schichtencomplex des weissen Jura, welcher die untersuchten Feuersteine geliefert hat, wird durch die *Rhynchonella trilobata* und besonders durch das Vorkommen der Feuersteinknollen in einer manchmal recht erstaunlichen Menge charakterisirt. Diese feuersteinführenden Schichten haben sich in unserem Juragebiete nur in der nächsten Umgegend von Krakau entwickelt und wurden von Römer und den Wiener Geologen als „oberer Felsenkalk“ bezeichnet, während wir weiter nach Westen den sogenannten „unteren Felsenkalken“ begegnen. Für die ganze Abtheilung wäre das Kimmeridge-Alter wohl bewiesen, nachdem in ihren untersten Partien in Russisch-Polen eine fossilführende Lage von Michalski entdeckt wurde mit Einschlüssen, welche auf die Zone mit *Oppelia tenuilobata* hinweisen.

In den Steinbrüchen dieses obersten Gliedes des Krakauer Jura, welches als „oberer Felsenkalk“ bekannt ist, begegnen wir ungemein häufig Kieselconcretionen, die gewöhnlich als oft lagenweise an einander gereihte Feuersteinknollen, manchmal aber auch als deutlich horizontal gebänderte, einige Decimeter lange Einlagerungen zwischen den Kalksteinschichten auftreten (z. B. in Mydlniki). Sie sind entweder schwärzlich oder weisslich grau gefärbt, sehr oft indessen zeigen sie in ihren äusseren Partien eine graue, im Innern dagegen eine dunkle Farbe, so dass zwischen beiden Abarten derselben zahlreiche Uebergänge bestehen. Wohlerhaltene Reste von Echiniden, Mollusken, Belemniten gehören in Krakauer Jura-Feuersteinen wohl nicht zu den Seltenheiten.

Während wir an den grauen Feuersteinknollen schon mit blossem Auge Skeletreste der Spongien gleich bemerken können, verhält sich ganz abweichend die dunkle Abart derselben, und unter dem Mikroskope bestätigt sich auch die Armuth der letzteren an deutlichen Resten einer Mikrofauna. Im Gegentheil ergeben sich die grau gefärbten Feuersteine in Dünnschliffen als ein Haufwerk von kieseligen Skelettheilen der Spongien, zwischen denen wir hie und da noch einer Foraminiferenschale oder Radiolarie begegnen und eben darin, dass diese Spongienreste im auffallenden Lichte immer porzellanweiss gefärbt erscheinen, ist die Ursache der grauen Farbe derselben zu suchen.

Die unter dem Mikroskope gelbliche Kieselmasse, in welcher Reste dieser Mikroorganismen eingebettet sind, zeigt in dem Orthoskop eine krypto-krystallinische Structur mit Beimischung einer ziemlich beträchtlichen Menge der amorphen Kieselsubstanz, und die manchmal inmitten unserer Gesteine vorkommenden Krystalldrusen können wohl als das letzte Stadium dieses Umkrystallisationsprocesses — wie wir später sehen werden — aus der amorphen Kieselsubstanz der Spongiennadeln betrachtet werden.

Zu meinen paläontologischen Untersuchungen wurden selbstverständlich nur die grau gefärbten Feuersteine, als eine besonders an Mikroorganismen reichliche Abart, verwendet, welche von mir selbst theils in den Steinbrüchen in Podgórze, unterhalb des Kościuszko-Hügels und in Mydlniki an der Nordbahn zwischen Krakau und Zabierzów, theils im Alluvium in Dębnik nördlich von Krzeszowice gesammelt wurden. Das jurassische Alter der letzteren ist in Folge der auffallenden Aehnlichkeit ihrer Fauna, besonders der Spongien und Foraminiferen, sowie aller übrigen Merkmale mit der Mikrofauna und dem ganzen Charakter der bestimmt jurassischen Feuersteine aus der Umgegend von Krakau wohl zweifellos.[8])

Die Feuersteinknollen von Dębnik unterscheiden sich von den anderen, von mir untersuchten ausserdem dadurch, dass sie besonders in ihren äusseren Partien, wahrscheinlich in Folge des langen Verbleibens im diluvialen Lehm, wie getränkt mit Eisenoxydhydrat erscheinen, auch durch ihren ausserordentlichen Reichthum an Radiolarien. Zwei Exemplare aus der oben erwähnten Localität lieferten in Dünnschliffen fast alle in dieser Arbeit beschriebenen Radiolarienarten, denn während wir in anderen Krakauer Feuersteinen nur selten und mangelhaft erhaltenen Schälchen dieser Organismen begegnen, enthalten die Feuersteine von Dębnik Radiolarien in ziemlich beträchtlicher Menge und manchmal in einem ausserordentlich guten Erhaltungszustande.

Aus solchen zehn oder doch diese Zahl nicht sehr übersteigenden Feuersteinknollen aus verschiedenen oben angegebenen Localitäten wurde eine kleine Sammlung von mikroskopischen Präparaten angelegt.

Was die Untersuchungsmethode anbelangt, so waren die Feuersteine theils in Dünnschliffen, theils in dünnen Splittern, welche aus diesem Gesteine leicht zu erhalten sind, mikroskopisch im durchgehenden Lichte untersucht. Es ist selbstverständlich, dass diese organischen Reste, welche sich in den untersuchten Feuersteinen so massenhaft vorfinden, in solchen Präparaten grösstentheils nur in Bruchstücken oder sehr abgeschliffen sichtbar werden, man muss also, um diesen ungünstigen Umstand zu vermeiden, sich nicht zu dünner Schliffe bedienen.

Je nachdem das Präparat für eine längere Zeit aufbewahrt oder nur für eine einstweilige Untersuchung gebraucht sein sollte, wurde es in dem flüssigen Kanada-Balsam oder in dem Nelkenöl eingeschlossen. Die momentane Wirkung des letzteren, als eines Aufhellungsmittels, eignet dasselbe sehr zu solchen mikroskopischen Präparaten, welche nur für eine kurzdauernde Untersuchung bestimmt sind, während der Kanada-Balsam sich im Gegentheil sehr gut für dauerhafte Präparate erwies, indem selbst die ziemlich dicken und undurchsichtigen Dünn-

[8]) Dr. Tietze bemerkt in seinen „Geognostischen Verhältnissen der Gegend von Krakau" (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 1887), dass diese Feuersteine wohl auch aus den Kohlenkalken stammen können; es ist aber schon aus dem Gesagten einleuchtend, dass dieser Einwurf unrichtig ist. Und wenn wir paläontologische Gründe in dem Falle ausser Acht lassen wollen, wird uns schon der makroskopische Vergleich unserer grau gefärbten Feuersteine mit den immer schwarzen Feuersteinen der Kohlenkalke, welche ganz eigenthümliche, höchst unregelmässige Protuberanzen an den verwitterten Flächen des Kalkes zu bilden pflegen, den Beweis für das nicht carbonische Alter unserer Gesteine liefern.

schliffe, in demselben eingeschlossen, nach einiger Zeit genügend durchsichtig wurden.

Sämmtliche Abbildungen wurden mittelst Camera lucida, sowie möglich naturgetreu und bei Vergrösserung, welche für jede Abbildung angegeben ist, hergestellt.

Die Beschreibung der überraschend reichlichen Fauna der Spongien, Radiolarien und Foraminiferen, welche mir in diesen Präparaten vorlag, wurde zum Gegenstand dieser Arbeit. Sie wird, hoffe ich, mit Nachsicht für einen Anfänger angenommen werden.

Schliesslich sei es mir noch gestattet, meinen besten Dank auszusprechen der Intendanz des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, sowie dem Herrn Custos der zoologischen Abtheilung desselben Dr. v. Marenzeller, für das gütige Ausleihen nach Krakau der so kostbaren Werke, wie Haeckel's Monographie der Challenger Radiolarien und Monographie der Challenger Foraminiferen von Brady, die mir sonst nicht zugänglich gewesen wären.

Krakau, den 10. October 1888.

Spongien.

Die Spongienreste spielen ohne Zweifel in jeder Hinsicht die Hauptrolle in den Krakauer Jura-Feuersteinen.

Seit langer Zeit schon waren manche hervorragende Naturforscher der Meinung, dass an der Entstehung dieser Feuer- und Hornsteine, welche so häufig in vielen marinen Kalkablagerungen vorkommen, niedere Organismen einen wesentlichen Antheil genommen haben und schon Bowerbank hat in Anbetracht seiner mikroskopischen Untersuchungen die Ansicht ausgesprochen, dass „der grösste Theil der Masse der Feuersteine durch die Silification der Spongienkörper auf dem Meeresgrunde entstanden ist". Diese Anschauung hat aber auch manche Widersacher gefunden, und diese versuchten nun mit Hilfe der gewöhnlichen chemischen Processe ohne den Antheil der kieseligen Organismenreste die Entstehung dieser Gesteine zu erklären. Erst die allgemeine Einführung der mikroskopischen Untersuchungsmethode, diese moderne Richtung, welche von Ehrenberg und endlich von Zittel für paläontologische Studien so bahnbrechend inaugurirt wurde, hat entscheidend die Ansicht Bowerbank's bestätigt. Die Ergebnisse einer ganzen Reihe der mikroskopischen Untersuchungen dieser Gesteine von Hinde (l. c.), Sollas (l. c.), Rüst (l. c.) etc. haben bewiesen, dass wirklich sowohl Feuersteinknollen, wie geschichtete Hornsteine ihre Entstehung grösstentheils den kieseligen Spongiennadeln verdanken.

Dr. Rüst sagt in seiner Monographie der Jura-Radiolarien: „In den (Jura-) Hornsteinen sind die Foraminiferen und Spongien, besonders die letzteren, sehr häufig . . . Manche schwarze Hornsteine bestehen nur aus schichtweise gelagerten Spongienresten, zwischen denen hie und da ein einziges Radiolar sich findet. Sie erscheinen schon dem blossen Auge fein streifig und unter dem Mikroskop machen sie den Eindruck, als ob sie ähnlicher Weise, wie der Torf aus abgestorbenen Sphagnumresten. durch Anhäufung der zu Boden gesunkenen Spongienskelete mit nachfolgender Cementirung durch Kieselsäure entstanden wären . . . .

Hiernach kann man gewissermassen diese Hornsteine als Spongientorf betrachten."

Das, was Rüst von seinen tithonischen Hornsteinen sagt, passt mit wenigen Ausnahmen ganz gut auf die von mir untersuchten Krakauer oberjurassischen Feuersteinknollen: Die unzählige Menge der Spongiennadeln gibt ihnen auch denselben prägnanten Charakter. Diese Spongienfauna hier zu beschreiben, obwohl sie grösstentheils nur in losen Nadeln vertreten ist, ist darum meine Absicht geworden, weil die jurassischen Spongien bis jetzt noch viel weniger als die cretacischen bekannt sind, und so wird vielleicht in manchem Paläontologen sogar dieser kleine Beitrag ein gewisses Interesse erregen.

Die Skeletelemente der Spongien, welche in unseren Feuersteinen vorkommen, zeigen eine ganze Stufenreihe der Erhaltung von verhältnissmässig sehr gut aufbewahrten, in denen nur die amorphe Kieselmasse krystallinisch wurde, zu solchen, welche fast ganz aufgelöst wurden oder nur unregelmässige, schwämmige, bräunlich oder gelblich gefärbte Klumpen bilden. Die Kieselmasse der Nadeln lieferte während dieser Umwandlungen das Material für Feuersteinknollen selbst.[1])

Auf dreierlei Wegen ging dieser Umwandlungsprocess an Skelettheilen unserer Spongien vor sich:

1. Der grösste Theil derselben wurde allmälig aufgelöst, und es blieben von ihnen nur mehr oder weniger deformirte, im durchgehenden Lichte gelbbraun bis schwarz, im auffallenden porzellanweiss gefärbte Achsencanalabgüsse zurück. Manchmal sind noch in diesem Falle einige Reste der Kesselwand der Nadel vorhanden. Taf. XII, Fig. 5, 8, 11 *a*, *b*, *c*, 38, 41 etc.

2. Oft wurden sie aber entweder ganz durchgeträнkt mit derselben Substanz, welche gewöhnlich den Axencanal ausfüllt, vorgefunden, so dass sie ihre äussere Gestalt behielten, jedoch gelbbraun gefärbt und undurchsichtig erscheinen, Taf. XII, Fig. 1, 2, 4, 21, 35 etc., oder wir beobachten ähnliche Veränderungen nur stellenweise auf der Oberfläche und in den äussersten Schichten der Nadel, welche sich uns in Folge dessen in dem Falle mehr oder weniger stark mit gelblichen Flecken bedeckt darstellt. Taf. XII, Fig. 18, 22.[2])

3. Nicht selten begegnen wir nur leeren, aber für gewöhnlich noch ziemlich deutlich die Gestalt der Spongiennadeln besitzenden Hohlräumen. Taf. XII, Fig. 6.

Selbstverständlich findet man sehr häufig Skeletreste, welche gleichzeitig auf die eine und die andere Weise umgewandelt sind.

Wie verschiedene Stadien der Erhaltung durch zahlreiche Uebergänge verbunden sind, kann man sehr genau verfolgen. Ganz gut erhaltene Spongienreste, nur mit krystallinischer Kieselmasse und gewöhnlich mehr oder weniger corrodirter Oberfläche, treffen wir ziemlich selten, aber häufiger schon kommen die Nadeln vor, bei denen ausserdem

[1]) Näheres über die Art und Weise der Entstehung der von mir untersuchten Feuersteine polnisch, im Lemberger Kosmos, 1888.

[2]) Es muss hier die Bemerkung hinzugefügt werden, dass fast alle Spongiennadeln in unseren Feuersteinen in der Regel immer etwas, wenn auch gewöhnlich nur schwach gefärbt erscheinen, und dass man den glashellen Gebilden nur selten begegnet.

der Axencanal mit einer gelbbräunlichen Masse ausgefüllt ist (Taf. XII, Fig. 24), und so umgewandelte Nadeln haben schon Zittel[1]), Hinde[2]) etc. beobachtet und beschrieben. Dann können wir sehr gut an manchen Skeletelementen sehen, wie diese gelbliche oder schwärzliche, den Axencanal ausfüllende Substanz in die Kieselwand der Nadel mit zahlreichen Wurzeln eindringt, indem sie nur gegen die Oberfläche des Spiculum runde, kleine, ziemlich dicht gelegene Partien intact hinterlässt (cfr. Taf. XII, Fig. 11 *a, b, c,* welche eine und dieselbe Nadel in verschiedenen Vergrösserungen darstellt). Während aber solche Umwandlungen sich an der Nadel in ihrem Innern vollzogen, löste sie sich gewöhnlich allmälig auf, in Folge dessen wir manchmal entweder nur genaue Abgüsse des Axencanals — in einigen Fällen noch mit Spuren der Kieselwand der Nadel — vor Augen haben (Taf. XII, Fig. 5, 8 etc.), was schon Hinde (l. c. *a, b*) und Počta[3]) beobachteten, oder eine bräunlich gefärbte Nadel finden, welche zahlreiche runde Vertiefungen auf ihrer Oberfläche zeigt und fast genau die Länge und Dicke des früheren eigentlichen Skeletelementes besitzt (cfr. Taf. XII, Fig. 11 *a, b*).

Eine solche Nadel stellt uns eigentlich nur eine unvollkommene Pseudomorphose nach dem eigentlichen Skeletkörper einer Spongie dar, indem aus dem letzteren nur der deformirte, immer mehr in die Wände der Nadel mit zahlreichen Wurzeln greifende Axencanalabguss zurückblieb. Das Endstadium dieses Processes, wo Alles schon im Zerfallen begriffen ist, sehen wir in diesen unregelmässigen schwämmigen Klumpen, welche in jedem Dünnschliffe den grössten Theil desselben ausmachen.

Einen interessanten und auch schon Počta[4]) und Hinde[5]) nicht unbekannten Umwandlungsprocess der Skeletkörper der Spongien zeigen uns diese, wenn sie nicht mit Canadabalsam ausgefüllt wurden, silberweiss schimmernden Klüfte, welche oft noch deutlich an die Gestalt der Spongiennadeln erinnern (Taf. XII, Fig. 6) und denen die Feuersteine von Dębnik ihre Eigenschaft verdanken, dass sie in Dünnschliffen nach Ausfüllung dieser Klüfte mit dem oben genannten Harze plötzlich und überraschend durchsichtig zu werden pflegen. An manchen solchen Hohlräumen kann man beobachten, dass auch dieselben derart, wie die stark deformirten Axencanalabgüsse, aus dem auf Kosten der Kieselwand der Nadel sich vergrössernden Axencanal entstanden sind.

Wie ich schon oben angedeutet hatte, finden sich in unseren Feuersteinen die Skeletkörper der Spongien mit Ausnahme einiger sehr seltenen und sehr mangelhaft erhaltenen Reste der Tetracladinen, Rhizomorinen, Anomocladinen (?) und Hexactinelliden nur als zerstreute lose Nadeln von einem ein-, vier- oder vielaxigen Typus. Dieser Umstand macht sehr oft eine selbst nur generisch sichere Bestimmung dieser Spongienreste fast unmöglich, denn einerseits können ganz ähnliche einaxige und vieraxige Skeletelemente verschiedenen Gattungen, sogar Ordnungen angehören, andererseits kommen sehr oft

[1]) Zittel, Ueb. Coeloptychium. Abh. d. kön. bay. Ak. d Wiss. II Cl, Bd. XII, 1870.

[2]) Hinde, *a)* Fossil Sponge Spicul. etc. und *b)* On Beds of Sponge-Remains in the Lower and Upper Greensand etc. Phil. Trans. of the Roy. Soc. 1885, Part. II.

[3]) l. c.

[4]) l. c.

[5]) Hinde, On Beds of Sp. — Rem. etc.

in einer und derselben Gattung, sogar Species einer Spongie Nadeln von verschiedener Gestalt vor. Die Bestimmung einzelner Skelettheile dient also manchmal in einem solchen Falle vielmehr, um das zu beschreibende Material — wenn auch künstlich — in das zoologische System einzureihen, als dass man diese vermuthlichen Genera nothwendig auch als schon im Jura auftretend betrachten dürfte.

Ich bestimme in Folge dessen sogar generisch manche zu zweifelhafte Formen nicht, gewöhnlich aber schliesse ich mich dem Vorgange des Herrn Dr. Hinde[1]), Prof. Dunikowski[2]) etc. an und den grössten Theil der Nadeln beschreibe ich unter dem Namen, die Gattung, in welcher sie am häufigsten vorkommen. Specifisch bestimme ich und benenne nur besonders charakteristische Gebilde.

In den Krakauer Jura-Feuersteinen sind Skelettheile vorwiegend nur der Spongien mit kieseligem Skelet vorhanden, welche grösstentheils den Monactinelliden und Tetractinelliden angehören. Es wäre gewiss zu übereilt, auf diesem Materiale basirte allgemeine Schlüsse über die jurassischen Monactinelliden und Tetractinelliden zu ziehen, und um so mehr, da die einschlägige Literatur sich fast nur auf die einzige, schon citirte Arbeit von Dunikowski beschränkt, immer aber muss das in hohem Grade verwundern, dass einige Gattungen, sogar ganze systematische Gruppen, welche in Kreidegesteinen sehr gut, manchmal in recht erstaunlicher Menge vertreten zu sein pflegen, in unserer Fauna vollkommen zu mangeln scheinen oder wenigstens in dem höchsten Grade selten sind. So fehlen fast vollkommen in den von mir untersuchten Feuersteinen diese in so hohem Grade charakteristischen Gabelanker, welche seit Carter in allen paläontologischen derartigen Arbeiten als Geodia oder Geodites beschrieben werden und im Kreidesystem zu den am meisten verbreiteten Gebilden der Spongien gehören, und zwischen den Monactinelliden sind die Desmacidinen nicht durch eine einzige Nadel mit dem so evidenten Charakter dieser systematischen Gruppe vertreten. Gewiss ist das Fehlen der letzteren nicht dem Fossilzustande der Skeletreste unserer Spongienfauna zuzuschreiben, da die zierlichsten Fleischnadeln der Hexactinelliden, welche bisher ausser einigen Abbildungen in der Rüst'schen Arbeit über Juraradiolarien und in Ehrenberg's „Mikrogeologie“ fossil gar nicht bekannt waren, in unseren Feuersteinen möglichst gut und deutlich erhalten sind, es muss aber späteren Untersuchungen überlassen werden, zu entscheiden, ob wirklich erst in der Kreideperiode diese Gattungen in grösserer Anzahl auftreten. Gegen diese Vermuthung in Bezug auf die Desmacidinen scheinen die Untersuchungen von Rüst zu sprechen, welcher sehr charakteristische Demascidinenreste in ziemlich grosser Anzahl auch in Juragesteinen vorgefunden hat (Beitr. z. Kenntn. der fossilen Radiol. aus Gestein. d. Jura, l. c.).

Was die Calcispongien betrifft, so habe ich eine solche nur einmal getroffen. Sie zeigte sich als ein grobes Geflecht ziemlich dicker Klüfte, welche mit gegen ihr Lumen heranwachsenden Calcitkrystallen

[1]) l. c.

[2]) Dr. E. v. Dunikowski, D. Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten bei Schafberg. (Denkschr. d. math.-naturwiss. Classe d. k. Akad. d. Wiss., Wien 1882.

ausgefüllt waren und in dessen Maschen zerstreut Axencanalabgüsse von ungemein winzigen spanischen Reitern herumlagen.

Ordnung: Monactinellidae *Zittel*.

Spongien, deren Skelet nur aus einaxigen Kieselnadeln besteht, welche in Hornfasern eingeschlossen sind oder frei in der Sarkodine liegen. Manchmal kommen auch sehr zierliche Fleischnadeln vor, wie Anker, Schaufel, Bogen etc.

Es gehören hierher nach Zittel die Schmidt'schen Gruppen der *Chalineae*, *Renierinae*, *Suberitidinae*, *Desmacidinae* und *Chalinopsidinae*, aus denen aber Gattungen, welche in Vosmaer's System Vertreter der Pseudotetraxoninen *(Tethya Lamarck* und ihre Verwandten) sind, entfernt und den Tetractinelliden zugezählt werden müssen. Das Skelet der Pseudotetraxoninen, für welches das Vorhandensein, wie bei den Tetractinelliden, der winzigen Sternchen und Kugelsternchen besonders charakteristisch ist, spricht entschieden dafür, dass sie viel näher den Tetractinelliden als den Monactinelliden, mit welchen letzteren sie der Mangel der vieraxigen und das Prävaliren der einaxigen Gebilde zu verbinden scheint, stehen.

Es lässt sich aber, wie einleuchtend ist, nicht ausführen, die losen und zerstreuten Einstrahler, wie sie in unseren Feuersteinen vorkommen, in die der Monactinelliden und Tetractinelliden zu vertheilen, da dieselben in beiden Gruppen zum Verwechseln ähnlich sein können und dazu noch einaxige Nadeln als Fleisch- oder Oberflächennadeln, sogar Skeletnadeln *(Lyssakina)* auch bei Lithistiden und Hexactinelliden vorkommen.

Gattung: *Reniera Schmidt.*

Zum Vergleiche:

Osc. Schmidt, D. Sp. d. Adr. Meer. etc. Taf. VII, Fig. 7, 13 und Fig. 6, 8, 9.
Derselbe, Suppl. d. Sp. d. Adr. Meer. 1864, Taf. IV, Fig. 7.

Ziemlich kurze, gerade oder mässig gebogene Stabnadeln oder kleine, mehr oder weniger scharf zugespitzte spindelförmige Nadeln.

Die ältesten Renieren sind bisher aus dem Steinkohlensystem bekannt (Hinde, Catalogue of the fossil Sponges in the Geological Department of the British Museum. London 1883. Carter, On foss. Sponge Spic. fr. the carbon. Strata of Ben Bulben near Sligo. Ann. Mag. Nat. Hist. Nr. 4, Ser. 5, Vol. VI) und in späteren Ablagerungen, besonders des Kreidesystems sind lose Nadeln mit dem Typus der recenten *Reniera Schmidt* sehr verbreitet und schon vielfach beschrieben worden. So führen sie Carter (On Foss. Spic. of the Greensand compar. with those of exist. Spec. Ann. Mag. Nat. Hist. Ser. 4, Vol. VII), Zittel (l. c.), Hinde (l. c. und On Beds of Sponge-Remains in the Lower a. Upper-Greensand etc. Phil. Transact. of the Roy. Soc. Part. II, 1885), Sollas (l. c.), Počta (Ueb. isol. Kiesel-Spongiennad. aus d. böhm. Kreideform. Sitzber. d. k. böhm. Ges. d. Wiss. 1883 und l. c.) aus der Kreide, Dunikowski (l. c.) aber irrthümlich aus dem Lias an. In den von mir untersuchten Feuersteinen gehören sie zu den häufigsten Spongienresten,

es ergibt sich also, dass sie auch in dem Jura, wenigstens in dem oberen nicht selten sind, im Gegentheil sogar in beträchtlicher Anzahl vorkommen. Unsere *Reniera*-Nadeln zeigen auffallende Aehnlichkeit sowohl zu den Skeletelementen der noch jetzt lebenden Renieren, wie auch mit den fossilen Nadeln dieser Gattung, und ihr einziges Unterscheidungsmerkmal von den cretacischen Formen scheint nur der Umstand zu bilden, dass sie gewöhnlich kleiner als dieselben sind. Meistens kommen sie nur als reguläre Axencanalabgüsse vor.

Reniera sp. ? Taf. XII, Fig. 1.

Eine ziemlich starke, stabförmige gerade Nadel, 0·20 Millimeter lang, 0·03 Millimeter dick, welche in Folge des Fossilisationsprocesses tief dunkel gefärbt erscheint.

Reniera sp. ? Taf. XII, Fig. 2.

Wir begegnen hier einer der oben beschriebenen ganz ähnlichen Nadel, welche aber schwach gebogen ist.

Reniera sp. ? Taf. XII, Fig. 3, 4 und 5.

In unseren Feuersteinen sehr verbreitete Skeletelemente der Renieren von einer spindelförmigen Gestalt und grösstentheils mehr oder weniger deutlich gebogen. Mit solchen ganz geraden Spiculen bilden sie eine recht beträchtliche Anzahl verschiedener Uebergangsformen mit allen Nuancen der Länge und Breite, der Gestalt etc.

Ihre Länge fällt gewöhnlich zwischen 0·4 und 0·25 Millimeter.

Gattung: *Axinella Schmidt.*

Zum Vergleiche:

Osc. Schmidt, D. Sp. d. Adr. Meer. pag. 60.
Derselbe, Suppl. d. Sp. d. Adr. Meer. 1864. pag. 34.
Derselbe, D. Sp. d. Küste von Algier. pag. 9.
Derselbe, Grundzüge d. Fauna d. Atl.-Geb. pag. 60.

Gerade oder schwach gebogene, spindelstiftförmige Nadeln von verschiedener Grösse, gewöhnlich aber von nicht sehr bedeutenden Dimensionen, im Kreidesystem nicht selten, wurden von Carter (l. c.), Zittel (l. c.) und Hinde (On Beds of Sp.-Rem. etc. l. c.) vielfach aus manchen cretacischen Ablagerungen abgebildet und beschrieben.

Axinella sp. ? Taf. XII, Fig. 7.

Da Dr. Hinde alle ähnlichen Einstrahler unter dem Gesammtnamen *Axinella* beschreibt und solche Nadeln nach Schmidt wirklich in dieser recenten Gattung, wiewohl auch in manchen anderen wie *Clathria* etc. vielleicht noch häufiger und von mehr mit meinen Formen übereinstimmender Gestalt vorkommen, führe ich hier auch diese Nadel als *Axinella* an, um das Register der grösstentheils so zweifelhaften Gattungen der fossilen Monactinelliden nicht noch mehr zu bereichern.

Die Länge der abgebildeten Nadel beträgt 0·44 Millimeter und die grösste Dicke, welche unter das stumpfe Ende fällt, 0·03 Millimeter.

Eine der seltensten Formen der Spongiennadeln in den untersuchten Feuersteinen.

Ausser diesen Resten der vermuthlichen jurassischen *Axinella* begegnen wir beim Durchmustern der Dünnschliffe aus unseren Feuersteinen nicht selten spindelstiftförmigen Nadeln, welche gleich schon ihrer Dimensionen wegen auffallen, indem sie bis 2 Millimeter lang und gegen 0·12 Millimeter dick sein können, im Uebrigen aber sich von den oben beschriebenen Gebilden kaum unterscheiden lassen; gewöhnlich kommen sie als stark modificirte Axencanalabgüsse vor. Ihre Zugehörigkeit zur *Axinella* erscheint für mich noch mehr bedenklich, da ganz ähnliche Nadeln bei manchen recenten Tetractinelliden vorkommen.

Gattung: *Monilites Cart.*

Hierher gehören gebogene Stabnadeln mit ringförmigen Wülsten verziert.

Sie wurden bisher nur aus dem Kreidesystem zuerst von Carter (l. c.) und später von Hinde (On Beds etc., l. c.) beschrieben.

Monilites jurensis nov. sp. Taf. XII, Fig. 8.

Die jurassischen Formen der Gattung *Monilites Cart.*, welche in Dünnschliffen aus den Feuersteinen des Krakauer Ober-Jura wohl zu keinen Seltenheiten gerechnet werden können, stellen sich als stabförmige, gebogene Nadeln mit durch vier Einschnürungen entstandenen fünf ringförmigen Wülsten dar, von denen alle gleich gross und die drei in der Mitte liegenden gewöhnlich etwas zusammengeschoben sind. — In den Feuersteinen kommen sie meistens nur als reguläre Axencanalabgüsse vor, an denen Spuren der Kieselwand oft noch vorhanden sind, wie eben an dem abgebildeten Exemplare.

Ihre Länge beträgt gewöhnlich gegen 0·26 Millimeter, die Dicke an den ringförmigen Erhöhungen über 0·05 Millimeter, an Einschnürungen 0·03 Millimeter. (Diese Zahlen beziehen sich nur auf die Axencanalabgüsse dieser Skeletgebilde.)

Unsere Gebilde schliessen sich ziemlich eng an manche Formen des cretacischen *Monilites haldonensis Carter* (Hinde, On Beds etc. Taf. II, Fig. 11), unterscheiden sich aber von denselben durch die kleinere Zahl der ringförmigen Erhabenheiten, welche nie über fünf steigt, und durch den Umstand, dass alle diese Wülste immer von gleichen Dimensionen zu sein pflegen.

Was noch die Anzahl dieser Wülste anbelangt, so muss ich hierzu bemerken, dass ich einmal ein solches sonst ganz typisches Gebilde mit nur vier Ringen getroffen habe.

Monilites jurensis mihi kommt wohl nicht sehr selten in allen Krakauer Jura-Feuersteinen vor, für deren Mikrofauna er sogar als ziemlich charakteristisch betrachtet werden kann.

Einen bedeutenden Theil der in unseren Feuersteinen vorkommenden Einstrahler bilden diese verhältnissmässig riesig grossen Einstrahler, denen ganz ähnliche Gebilde schon vielfach von Carter (l. c.), Rutot (Note sur le Découv. de deux Spong. etc., Ann. de la Soc. Malacol. de Belg. Taf. IX, 1874), Wright (l. c.), Zittel (l. c.), Sollas (l. c.), Hinde (l. c. *a* u. *b*), Dunikowski (l. c.), Počta (l. c. *a* u. *b*) abgebildet und beschrieben wurden, und welche man oft schon mit blossem Auge in dem Gesteine bemerken kann. Sie haben bisher schon

sehr viele Deutungen erfahren, indem sie von manchen Forschern zu Monactinelliden, von anderen zu Tetractinelliden gerechnet waren. So hat Prof. Dunikowski manche ähnliche Einstrahler aus den liassischen Schichten vom Schafberg als *Opetionella Zitt. (?)* angegeben, andererseits aber hat Carter solche Nadeln den Tetractinelliden zugezählt, worin Prof. Zittel mit diesem Forscher übereinzustimmen scheint, und nach ihm beschreibt Dr. Hinde alle solchen spindelförmigen Kieselgebilde, von einer mehr beträchtlichen Grösse, unter dem Gesammtnamen *Geodites Carter*. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass viele von diesen Skeletkörpern den Tetractinelliden angehören, denn sie finden sich in Dünnschliffen oft mit verschiedenen Ankern zusammen, da aber in diesem Fossilzustande isolirte Einstrahler der Monactinelliden und Tetractinelliden zu unterscheiden unmöglich ist, scheint mir praktisch rathsamer, sie ihrer Gestalt nach alle mit anderen Einstrahlern zusammen zu beschreiben.

Gattung: *Opetionella Zitt. (?)*

an *Stelletta Schmidt (?)*, an *Tethya Lamarck (?)*, Taf. XII, Fig. 11, 12.

Zum Vergleiche:

Osc. Schmidt, D. Spong. d. Adr. Meer. Taf. IV, Fig. 1*l*, *o*; 2*c*, *c'*.

Spindelförmige, gerade oder gebogene Nadeln von verhältnissmässig sehr grossen Dimensionen kommen zwischen unseren Spongienresten sowohl als eigentliche wohlerhaltene Skeletelemente, wie auch als mehr oder weniger stark deformirte Axencanalabgüsse oder anders erhaltene Gebilde vor. Oft zeigen sie eine auffallende Aehnlichkeit mit den Nadeln der recenten Gattungen *Geodia Lamarck, Stelletta Schmidt, Tethya Lamarck* etc. und sind manchmal zum Verwechseln ähnlich den entsprechenden Skeletelementen aus der Kreide (vergl. Zittel, Hinde etc.). Ihre Länge beträgt gewöhnlich 2—3 Millimeter und dementsprechend ist auch ihre Dicke.

Zwischen den in unserem Materiale sich befindenden spindelförmigen Nadeln von diesem Typus, gewöhnlich geraden oder nur schwach gebogenen, macht einen ziemlich befremdenden Eindruck die aus einem Feuersteinknollen von Podgórze stammende, an einem Ende stark fast hakenförmig gebogene Nadel Fig. 12.

Ihre Länge beträgt fast 3 Millimeter und die grösste Dicke gegen 0·15 Millimeter.

Verschiedene andere Einstrahler.

Unter den oben beschriebenen Gebilden wurden nur die am meisten charakteristischen Typen der generisch bestimmbaren Nadeln oder Skeletelemente, welche darum auch eine Erwähnung verdienen, weil sie zu häufigen Vorkommnissen in unserer Fauna gehören, berücksichtigt. Es endet aber damit die Liste der in den untersuchten Feuersteinen eingeschlossenen Monactinelliden gewiss nicht, und so wurden einige Nadeln nicht beschrieben, für welche hier eine kurze Erwähnung vielleicht noch am Platze sein wird.

Es sind zuerst mir nur aus vielfach zerbrochenen, ganz geraden, regulären Axencanalabgüssen bekannte Nadeln von ungemein grossen,

wie man aus ihren Resten schliessen kann, Dimensionen; ferner gegen 0·5 Millimeter lange, stark gebogene Nadeln (Taf. XII, Fig. 6), welche aber leider nur als Hohlräume, also näher nicht zu beschreibende Spuren der eigentlichen Skeletkörper vorkommen.

Ausser diesen nicht bestimmbaren Spongienresten verdienen eine besondere Aufmerksamkeit zwei winzige unter Fig. 9 und 10, auf Taf. XII abgebildete Fleischnadeln. Die erste stellt uns nur einen regulären Axencanalabguss mit einem ziemlich grossen Köpfchen und sich rasch verjüngenden zugespitzten Stiel dar, die zweite bildet eine plumpe, an einem Ende kugelig angeschwollene, stabförmige Nadel mit rauher Oberfläche und einer ringförmigen Erhöhung in der Mitte. Eine der letzteren ziemlich ähnliche Nadel, aber mit einer glatten Oberfläche bildet Bowerbank aus der recenten *Halicnemia patera* ab. (A Mon. of the Brit. Spong. Vol. I, pag. 267; Taf. X, Fig. 232.)

Ordnung: Tetractinellidae Marschall.

Das Skelet bilden gewöhnlich radiär gelagerte, vieraxige und einaxige Elemente — aus denen aber manchmal alle Vierstrahler oder Einstrahler, in manchen Gattungen sogar beide Nadeltypen fehlen können — ferner fast immer besonders charakteristische, für diese Ordnung vielaxige Kieselgebilde (Kugeln, Sternkugeln und Sternchen).

Wenn wir alle bisher bekannten Spongien in Zittel's System unterzubringen versuchen, sehen wir bald, dass die Grenzen seiner Gruppe der Tetractinelliden, für welche nach diesem Forscher das Vorhandensein der vielaxigen Skeletelemente eine „conditio sine qua non" ist, nothwendig etwas erweitert werden müssen. So finden für sich keinen Platz zwischen den Tetractinelliden in Zittel's Sinne Vosmaer's Pseudotetraxoninen mit grossen Einstrahlern, Sternchen und Kugelsternchen, aber ohne vieraxige Elemente, sowohl wie Oligosilicinen, bei denen auch Einstrahler vollkommen mangeln und alle Skeletgebilde nur aus Sternchen und Kugelsternchen bestehen. Und doch haben sie mit den typischen Tetractinelliden *(Ancorinidae* und *Geodidae Schmidt)* eine ganze Reihe wichtiger Merkmale [1]), wie das Vorhandensein einer Rinde, radiäre Anordnung der Einstrahler, wo sie auftreten, und das Vorkommen der für den Paläontologen besonders in dem Falle wichtigen vielaxigen Gebilde gemeinsam. Es kann also wohl nur der Mangel der tetraxonen Elemente sie aus dem Bereiche der Tetractinelliden, wie einleuchtend ist, nicht ausschliessen. Dieser Mangel solcher Skeletelemente, deren Vorhandensein von Zittel für diese Ordnung als nothwendig angenommen wurde, wird gar nicht befremden, wenn wir an den Schmidtschen Ausspruch erinnern, dass die Spongien immer glänzendste Beweise für den Darwinismus liefern können, da wir in der Weise nach Schmidt in den Pseudotetraxoninen nur eine systematische Gruppe vor uns hätten, welche eben nahe der in der Natur wahrscheinlich nicht existirenden Grenze zwischen den Tetractinelliden und Monactinelliden stehe.[2]) Diese An-

[1]) Dr. Vosmaer, G. J. J.: Dr. H. G. Bronn's Classen und Ordnungen der Spongien. 1887, pag. 474.

[2]) Dr. G. Vosmaer, l. c. pag. 474.

schauung wird wirklich durch V o s m a e r's Beobachtung bestätigt, dass bei den Tetractinelliden eine Tendenz nachzuweisen ist, immer einaxige Gebilde auf Kosten der tetraxonen (manche Stelletten, *Caminus Schmidt, Tethya Lamarck)* und später vielaxige auf Kosten der einaxigen *(Oligosilicina Vosm.)* auszubilden, woraus auch ersichtlich ist, dass zwischen allen Skeletgebilden der Tetractinelliden die vielaxigen Gebilde, als die am meisten in dieser Ordnung constanten Elemente, systematisch den grössten Werth besitzen.

Wir sehen also, wie die Pseudotetraxoninen sich eng an die Monactinelliden schliessen, indem sie aber jedenfalls in Zittel's System zu den Tetractinelliden gerechnet werden müssen, muss auch insoferne Z i t t e l's Diagnose für diese Ordnung, wie oben, modificirt werden.

Die Tetractinelliden, welche, wie man auf diesem speculativen Wege nachweisen kann, als Vorläufer der Monactinelliden und ganz wahrscheinlich auch der Lithistiden, neben den Hexactinelliden in den ältesten Formationen auftreten sollten, sind bisher nicht weiter als aus dem Carbon sicher bekannt und von C a r t e r (Ann. a Mag. Nat. Hist. 1878, Ser. 5, 1879—1880 etc.), H i n d e (Catalogue of the Fossil Sponges in the Geol. Dep. of the Brit. Mus.) beschrieben worden. In unserer Fauna spielen sie eine sehr wichtige Rolle, indem sie sich sowohl als einaxige Nadeln, welche schon früher als nicht näher bestimmbare unter den einaxigen Gebilden beschrieben wurden, wie auch als vierstrahlige Sterne, sogenannte „Spanische Reiter", Anker mit drei gespaltenen und nur höchst selten einfachen Armen, später einaxige bis kissenförmige Gebilde aus dem Cortex, und Kugeln, Sternchen und Kugelsternchen vorfinden.

Gattung: *Tethya Lamarck.*

Zum Vergleiche:

Osc. S c h m i d t, D. Spong d. adr. Meer. Taf. IV, Fig. 1.
D e r s e l b e, D. Spong. d. Küste von Alg. Taf. IV, Fig. 8.

Grosse Einstrahler und zahlreiche Sternchen, welche, wenn man die S c h m i d t'schen Tafeln durchmustert. gleich durch ihre verhältnissmässig grossen Dimensionen auffallen.

Um manchen Missverständnissen zu entgehen, muss ich hinzubemerken, dass bei H i n d e (Foss. Sponge spic. etc.) die Beschreibung dreizinkiger Anker als Tethya, sowie die Anmerkung bei D u n i k o w s k i (l. c.), dass ähnliche Vierstrahler, wie bei Pachastrella, auch in dieser Gattung vorkommen und andere ähnliche Andeutungen in der paläontologischen Spongienliteratur sich offenbar auf *Tethya Carter* beziehen. *Tethya Lamarck* führt keine Vierstrahler.

In unserem Materiale sind selbstverständlich nicht nur polyaxile Gebilde der T e t h y a. sondern auch Einstrahler dieser Gattung vorhanden, da aber die letzteren sich von monaxilen Gebilden mancher Monactinelliden und anderer Tetractinelliden nicht unterscheiden lassen, wurden sie schon oben unter anderen Einstrahlern beschrieben.

Tethya sp.? Taf. XII, Fig. 13, 14.

Wir begegnen hier grossen Sternchen mit starken, langen, deutlich conischen Strahlen, von welchen das in Fig. 13 abgebildete wenige

aber auffallend grosse, das zweite kleinere aber zahlreichere Strahlen besitzt.

Bei dem ersten beträgt die Entfernung zwischen den Enden der zwei entgegengesetzten Stachel 0·20 Millimeter, ihre Länge 0·08 Millimeter und Dicke an der Basis 0·02 Millimeter.

Sollas beschreibt (l. c.) als *Tethylites cretaceus* ganz ähnliche Sterne, denen sich auch einige von Rutot (l. c.) aus dem Eocän angegebene Skeletgebilde sehr annähern.

Gattung: *Pachastrella.*

Zum Vergleiche:

Osc. Schmidt, D. Spong. d. Küste v. Alg., pag. 15.
Derselbe, Grdz. ein. Spong.-Faun. d. atl. Geb., pag 64; Taf. VI, Fig. 7.

Die Skeletelemente dieser Gattung stellen sich in ihrer Grundform als sogenannte „Spanische Reiter", bei denen alle vier Strahlen mehr oder weniger gleich sind und in der Mitte unter einem Winkel von 120° zusammenstossen, gewöhnlich aber derart ausgebildet sind, dass einer dieser Strahlen sich verkümmert oder verlängert, wodurch in dem letzteren Falle ankerförmige Gebilde entstehen. Einzelne, manchmal alle Arme können sich an seinen Enden gabeln, wie das bei den recenten *Pachastrella abyssi Schmidt* und *intertexta Cart.* und bei der fossilen *Pachastrella primaeva Zittel* vorkommt: zu den zierlichsten aber auch ziemlich seltenen Gebilden der fossilen Pachastrellen gehören „Spanische Reiter", deren Arme mit ringförmigen Erhabenheiten verziert sind.

Aehnliche Vierstrahler kommen auch bei manchen anderen recenten Gattungen vor, in den paläontologischen Arbeiten werden sie aber gewöhnlich in Anbetracht der Unmöglichkeit, diese Gebilde in einzelne Gattungen zu trennen, in ihrer Gesammtzahl zu den Pachastrellen gerechnet. Carter führt sie als *Dercites Cart.* = *Pachastrella Schmidt* an.

Die Pachastrellen wurden zahlreich im Lias von Dunikowski gefunden, aber das Kreide-System hat sie bisher in besonders beträchtlicher Anzahl geliefert (Carter, Wright, Sollas, Hinde, Zittel, Počta); auch aus dem Eocän sind sie bekannt (Rutot, l. c.).

Pachastrella sp.? Taf. XII, Fig. 15.

Eine der häufigsten Formen in unserer Fauna mit vier mehr oder weniger gleich langen Strahlen, welche in scharfe Spitzen auslaufen. Sie zeichnet sich besonders durch ihre sehr kleinen Dimensionen aus.

Die Länge der Strahlen beträgt gegen 0·15 Millimeter und ihre Dicke erreicht im Centrum, wo sie zusammentreffen, gegen 0·03 Millimeter.

Pachastrella sp.? Taf. XII, Fig. 19.

Zu viel selteneren Vorkommnissen gehören in unseren Feuersteinen Formen mit gegen 1 Millimeter langen, schlanken und auffallend spitzigen Strahlen, deren Dicke in dem Mittelpunkte des Vierstrahlers nur gegen 0·12 Millimeter beträgt. Es kommen von ihnen in Dünnschliffen immer, wie man das schon im Voraus aus ihren Dimensionen schliessen könnte, nur dreistrahlige Sterne vor, da der vierte Strahl immer mehr oder weniger abgeschliffen wurde. Zwischen diesen beiden bisher angegebenen Formen bestehen nicht so zahlreiche Uebergangsformen, wie man das vielleicht vermuthen könnte.

Pachastrella sp.? Taf. XII, Fig. 18.

Dieser Vierstrahler zeichnet sich aus durch seine etwas gekrümmten schlanken Arme, deren Länge 0·88 Millimeter, die grösste Dicke 0·15 Millimeter beträgt. Sein Axencanal ist mit einer gelblichen Masse ausgefüllt, seine Oberfläche ist rauh und mit zahlreichen rostig gelben Fleckchen einer Eisenverbindung bedeckt.

Pachastrella sp.? Taf. XII, Fig. 16, 17.

Wir begegnen hier zwei winzigen vierstrahligen Skeletkörpern, mit einem deutlichen Charakter eines „spanischen Reiters", welche durch ihre mit ringförmigen Erhabenheiten reich geschmückten Arme eine prägnante Charakteristik erreichen. Der unter Fig. 17 abgebildete Vierstrahler hat 0·16 Millimeter lange und 0·04 dicke, vier ringförmige Erhöhungen tragende Arme, und ein ganz ähnlicher, aber mit Strahlen, welche fünf solche Ringe zeigen und bedeutend kleinerer Skeletkörper ist in Fig. 16 dargestellt.

Aehnliche Formen führen Carter (l. c.) und Hinde (l. c.) aus dem Grünsande der englischen Kreide als *Pachastrella (Monilites Cart.) quadriradiata* an. Aus dem Jura hat nur Dunikowski ein vielleicht hierher gehörendes aber sehr mangelhaft erhaltenes Skeletelement abgebildet.

Gattung: *Stelletta Schmidt.*

Zum Vergleiche:

Osc. Schmidt, D. Sp. d. adr. Meer. Taf. IV, Fig. 2, 3, 4, 5; Taf V, Fig. 1; pag. 46.
Derselbe, Suppl. d. Sp. d. adr. Meer. 1864, Taf. III, Fig. 7, 8, 9.
Derselbe, D. Sp. d. Küste v. Alg. Taf. IV, Fig. 2, 5, 6.
Derselbe, D. Sp. d. atl. Geb. Taf. VI, Fig. 12.

Das Skelet besteht in dieser Gattung nach Schmidt neben Vierstrahlern, vorwiegend Gabelankern mit fast horizontalen Zinken, besonders zahlreichen in dieser Gattung, auch aus grossen Einstrahlern und sehr winzigen Sternchen. Was die Einstrahler anbelangt, so sind sie nicht von solchen mancher Monactinelliden und anderer Tetractinelliden wie *Tethya Lamarck* und *Geodia Lamarck* zu unterscheiden, deswegen wurden sie schon oben unter den einaxigen Gebilden beschrieben. Die polyaxilen Gebilde aber, nämlich die Sternchen (eigentlich Kugelsternchen), sollen in dieser Gattung nach Schmidt (Sp. d. adr. Meer, pag. 46) mit besonders charakteristischen Merkmalen auftreten, da die Stelletten nach diesem Forscher „nur sehr kleine und fast durchweg wenigstrahlige Sternchen besitzen" sollen, was sich auch wirklich bei Durchmusterung der Tafeln der Schmidt'schen Monographien constant bestätigt.

Der grösste Theil der Schmidt'schen Stelletten soll nach Vosmaer *Ecionemia Bowerbank* und *Thenea Gray* angehören, da die Stelletten im Sinne dieses Forschers neben Einstrahlern und winzigen Sternchen nur dreizinkige Anker führen. Demnach also sollte auch diese Menge verschiedengestaltiger Gabelanker, welche man in paläontologischen Arbeiten gewöhnlich als Stelletta angibt, auch der *Thenea Gray* etc. zugezählt werden. Ich glaube doch, dass der Paläontologe jetzt noch, ohne einen grossen Fehler zu begehen, solche Gabelanker unter dem für diesen Fall üblichen Namen Stelletta beschreiben kann

und um so mehr, da diese Gebilde für Stelletta im Sinne Schmidt's als wirklich ziemlich charakteristische Skeletelemente gelten können, wiewohl man aber noch hinzubemerken muss, dass ziemlich ähnliche Gabelanker in mehreren Gattungen und sogar in der Rindenschicht mancher Lithistiden, z. B. *Corallistes microtuberculatus Schmidt*, vorkommen, was bei Besprechung solcher Gebilde auch zu berücksichtigen ist und unsere Bestimmungen etwas bedenklich machen könnte.

In unserem Falle gibt es doch einen Umstand, welcher die Deutung wenigstens mancher vorliegenden Gabelanker als *Stelletta* in hohem Grade bekräftigt, nämlich das Vorkommen der nach Schmidt für diese Gattung sehr charakteristischen Sternchen ganz zusammen mit diesen ankerförmigen Gebilden.

Sternchen der fossilen Stelletten werden hierdurch zum ersten Male nachgewiesen, aber den unserigen ganz ähnliche ankerförmige Gebilde wurden schon vielfach und aus verschiedenen Ablagerungen beschrieben. So führt sie Dunikowski aus dem Lias an (l. c.), Carter (l. c.), Wright (l. c.), Hinde (l. c.) und Sollas (l. c.) aus der englischen und irländischen, Zittel (l. c.) aus der deutschen Kreide, Počta (l. c.) aus der böhmischen Kreideformation und aus dem Eocän Rutot (l. c.), nämlich als *Stelletta, Stellettites*, *Tisiphonia* und *Dactylocalyx.*

Gabelanker.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 22.

Ein Anker mit einem starken, sich allmälig verjüngenden Schaft und drei horizontalen gegabelten Zinken, welche in scharfe Spitzen auslaufen. Der Axencanal schwach bemerkbar. Das vorliegende Exemplar ist lichtgelb gefärbt, mit rostfärbigen Flecken auf der Oberfläche.

Länge des Schaftes 0·30 Millimeter, seine Dicke in dem Punkte, wo er mit drei anderen Armen zusammentrifft, 0·09 Millimeter.

Das abgebildete Exemplar stammt aus einem Feuersteine von Dębnik.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 20.

Ein sechsstrahliger Stern, welcher aus einem Anker durch das Abschleifen des Schaftes entstanden ist. Dichotomische Theile der Strahlen länger als die primären, ziemlich ungleich ausgebildet und allmälig zugespitzt.

Dicke des Schaftes, wo er mit den Zinken zusammentrifft, 0·06 Millimeter, Länge der Arme vom Mittelpunkte zur Gabelungsstelle 0·08 Millimeter; ihre Dicke 0·05 Millimeter; Länge der dichotomischen Theile gegen 0·14 Millimeter, ihre grösste Dicke gegen 0·04 Millimeter.

Vorgefunden in einem Feuersteine aus dem Steinbruche unterhalb des Kościuszko-Hügels.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 24.

Ein siebenstrahliger Anker mit einem Schaft und sehr starken gespaltenen Zinken. Der Schaft wurde abgeschliffen, so dass nur ein plumper, sechsstrahliger, asymmetrisch ausgebildeter Stern zurückblieb. Die gespaltenen Strahlen sind sehr dick, ungleichförmig und fast bis zu der Bifurcationsstelle zusammen verwachsen. Die dichotomischen Theile, welche unter einem nicht constanten Winkel zusammenstossen, sind

dreimal länger als die primären und am Ende abgerundet. Der Axencanal, welcher an unserem Exemplare mit einer gelbbraunen Masse ausgefüllt wurde, ist gut entwickelt und scheint nach aussen frei zu münden.

Dicke des Schaftes, wo er mit den gegabelten Armen zusammentrifft, 0·13 Millimeter; Länge der Strahlen vom Mittelpunkte des Sternes bis zur Spaltungsstelle 0·08 Millimeter, der dichotomischen Theile gegen 0·25 Millimeter; ihre grösste Dicke vor der Spaltung 0·17 Millimeter, nach derselben 0·12 Millimeter.

Ganz ähnliche Gebilde beschreibt Dunikowski aus den liassischen Schichten (l. c.) und Carter (l. c.), Hinde (On Beds of Sp.-Rem. etc.) aus der Kreide.

Aus einem Feuersteinknollen von Mydlniki.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 21.

Diese schief von der Seite abgebildete Form zeigt einen schlanken, ziemlich langen Schaft, aus dem nur ein Theil geblieben ist, und drei fast horizontale, gespaltene Arme, deren dichotomische Stücke bedeutend länger als die primären, scharf zugespitzt und etwas convergent gebogen sind. Das abgebildete Exemplar ist tief dunkel gefärbt.

Dicke des Schaftes in dem Punkte, wo er mit den Zinken zusammenstosst, 0·13 Millimeter.

Aus einem in dem Steinbruche unterhalb des Kościuszko-Hügels gefundenen Feuersteine.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 23.

In Fig. 23 begegnen wir einer sehr schönen und verhältnissmässig sehr grossen Form, welche aber leider nur in einem Bruchstück vorliegt. Von dem gegabelten Anker blieb nur ein sechsstrahliger, symmetrischer Stern mit schlanken bis an das zugespitzte Ende sich allmälig verjüngenden Strahlen, deren dichotomische Theile dreimal länger als die primären und deutlich convergent gebogen sind. Der Axencanal ist an dem vorliegenden Exemplare mit einer gelblichen Masse ausgefüllt und in Folge dessen gut bemerkbar.

Dicke der Arme vor der Gabelung 0·16 Millimeter; die grösste Dicke der dichotomischen Theile 0·11 Millimeter, ihre Länge 0·6 Millimeter; Länge der Strahlen vor ihrer Gabelung 0·15 Millimeter; Dicke des Schaftes, wo er mit den Zinken zusammentrifft, 0·16 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteine von Dębnik.

Sternchen.

Stelletta sp.? Taf. XII, Fig. 25, 26.

Fig. 25. Sehr winzige Kugel mit wenigen, aber verhältnissmässig sehr langen Stacheln.

Sie hat 0·020 Millimeter im Durchmesser und ihre Stachel sind 0·040 Millimeter lang.

Fig. 26. Aehnliche, ungemein kleine Kugel mit wenigen, aber verhältnissmässig auffallend langen Stacheln besetzt.

Ihr Durchmesser 0·022 Millimeter; Länge der Stachel 0·02 Millimeter.

Aehnliche Gebilde kommen in allen Feuersteinen vor, doch nicht häufig.

Gattung: *Toriscodermia nov. gen. mihi.*

Winzige, gebogene, an beiden Enden abgerundete Stabnadeln und solche Formen, welche bedeutend breiter werden und dadurch eine kissenförmige Gestalt annehmen; kissenförmige Gebilde sind vorwiegend.

Diese in dem Jura- und Kreidesystem sehr verbreiteten und vielfach beschriebenen Skeletelemente der Spongien haben schon sehr verschiedene Deutungen erfahren. In der Monographie der Gattung *Coeloptychium* (l. c.) spricht Zittel von denselben immer als von den einaxigen Gebilden, später aber beweist er selbst ihre Zugehörigkeit zu den Tetractinelliden, indem er in seinen „Studien über fossile Spongien. III. Abth.“ sagt: „Zu den Geodien glaube ich aber jetzt mit Bestimmtheit die dichten, ungestrahlten, eiförmigen Körper (Ueb. Coel. Taf. IV, Fig. 52—59), sowie die Kugeln (ibidem Fig. 66) rechnen zu müssen, seitdem ich ganz übereinstimmende Körper im oberen Jura in grosser Menge als Umkleidung einer Aushöhlung gefunden habe, worin zahlreiche Gabelanker und Vierstrahler zerstreut lagen.“ Nach dem Vorgange Zittel's führen alle späteren Forscher solche Gebilde unter dem Gattungsnamen *Geodia* an, trotzdem aber beschreibt Dunikowski (l. c.) ganz ähnliche Skeletelemente als *Reniera Schmidt* oder *Suberites Schmidt.*

Die Controverse in der Bestimmung solcher Gebilde ist wohl leicht verständlich, wenn wir berücksichtigen, dass ihre Deutung als Geodia nach dem Vergleiche mit der recenten *Geodia Lamarck* als ganz unmöglich erscheinen muss. Der ausgesprochene monaxile Charakter dieser Elemente, welche, wie man aus den von Zittel beschriebenen Vorkommnissen schliessen kann, in dem Cortex dieser Spongien zerstreut waren, trennt sie ganz bestimmt von dem Genus *Geodia Lamarck*, in welchem ähnliche Gebilde gar nicht bekannt sind und in dem Cortex sich nur kugelige Skeletelemente befinden. Da unsere Skeletelemente grösstentheils eine kissenförmige Gestalt besitzen und nach den Beobachtungen Zittel's zu der Rindenschicht der Spongien gehören, schlage ich für dieselben und eigentlich für die jurassischen Spongien, welche diese Gebilde führten, den Gattungsnamen *Toriscodermia nov. gen.* vor.

Leider kann sich die Diagnose dieser Gattung nur auf diese, sonst gewiss ungemein charakteristischen Gebilde beziehen.

In unseren Feuersteinen kommen sie sehr häufig, grösstentheils als kissenförmige Axencanalabgüsse (Fig. 27, 28, 29) und nur ausnahmsweise als eigentliche Nadeln vor, welche selbstverständlich von den ersteren sich durch bedeutendere Dimensionen unterscheiden (Fig. 30).

Bei ihrer Beschreibung muss ich mich nur auf einige typische Formen beschränken, welche, wie man aus den Abbildungen sehen kann, eine ganze Reihe der Uebergangsformen von kleinen stabförmigen zu kissenförmigen und fast ovalen Gebilden darstellen.

Toriscodermia sp.? Taf. XII, Fig. 27—30.

Fig. 27. Axencanalabguss einer winzigen, ziemlich stark gebogenen, stabförmigen Nadel, dessen Länge 0·08 Millimeter und Dicke 0·02 Millimeter beträgt.

Fig. 28, 29. Axencanalabguss von zwei viel dickeren, plumpen, fast kissenförmigen Formen. Bei der zweiten beträgt die Dicke in der Mitte 0·06 Millimeter.

Fig. 30. Kissenförmige Nadel 0·15 Millimeter lang und 0·08 Millimeter stark.

Unbestimmte vielaxige Gebilde.

Es gehören hierher diese Sternkugeln und Kugelsterne, welche zwar oft eine grössere oder kleinere Aehnlichkeit mit entsprechenden Gebilden der recenten Geodia zeigen, deren generische Bestimmung aber für mich zu gewagt erscheint, da man sie niemals mit anderen bestimmbaren Skeletelementen der genannten Gattung, nämlich mit den für dieselbe ziemlich charakteristischen Ankern zusammenfindet, und weil, glaube ich, eine so zweifelhafte, nur auf der Aehnlichkeit einzelner Skeletelemente basirte generische Deutung auch nur sehr zweifelhaften Werth für die Paläontologie haben kann.

In Folge dessen beschränke ich mich hier nur auf die Beschreibung dieser Gebilde und eine Andeutung der recenten Gattung, in welcher ähnliche Skeletelemente vorkommen.

Taf. XII, Fig. 31. Grosse Kugel auf ihrer Oberfläche mit zahlreichen, sehr winzigen konischen Stacheln besetzt. Durchmesser der Kugel 0·10 Millimeter, Länge der Stachel 0·007 Millimeter.

Ein ziemlich ähnliches Skeletelement wurde von Schmidt in „Spong. d. Adr. Meer. Taf. IV, Fig. 7 von einer Geodia abgebildet.

Taf. XII, Fig. 32. Der vorigen ganz ähnliche, nur etwas kleinere Kugel mit zahlreichen grösseren als bei der vorigen Form konischen Stacheln.

Ihr Durchmesser 0·07 Millimeter, Länge der Stachel 0·014 Millimeter. Solche Gebilde findet man auch bei *Pachastrella* (Schmidt, D. Sp. v. Alg. Taf. III, Fig. 12) und fossil wurden sie schon im Kreidesystem nachgewiesen.

Taf. XII, Fig. 33. Kleine Kugel mit ziemlich zahlreichen winzigen stabförmigen Stacheln.

Ihr Durchmesser beträgt 0·035 Millimeter, Länge der Stachel 0·01 Millimeter.

Taf. XII, Fig. 34. Eine Kugel mit einigen, verhältnissmässig ziemlich langen Stacheln von fast stabförmiger Gestalt.

Durchmesser der Kugel 0·04 Millimeter, Länge der Stachel 0·03 Millimeter.

Ganz ähnliche Skeletkörperchen wurden schon mehrmals aus der Kreide und von Dunikowski aus dem Lias von Schafberg als Geodia beschrieben.

Ordnung: Lithistidae Schmidt.

Viel schärfer als die Monactinelliden von den Tetractinelliden sind die Lithistiden von den letzteren abgegrenzt, wiewohl eine unleugbare Verwandtschaft zwischen diesen beiden Ordnungen schon das

bei Lithistiden häufige Vorkommen der Elemente mit einem tetraxonen Charakter, welche oft, wie nämlich bei Tetracladinen, sogar das ganze Skeletgerüst zusammensetzen, in genügendem Masse anzudeuten scheint.

Ihr Skeletgerüst besteht aus mehr oder weniger deutlich vierstrahligen oder unregelmässig ästigen Skeletelementen, welche innig verflochten, aber nie verwachsen vorkommen und zu welchen sich noch zuweilen als Oberflächennadeln Gabelanker oder Einstrahler und winzige einaxige Fleischnadeln gesellen

Skeletelemente der Spongien aus dieser Ordnung finden sich in den Feuersteinen aus dem Krakauer Jura ziemlich selten vor, was in Anbetracht dessen, dass die Feuersteinknollen grösstentheils nur Haufen von losen, vielfach zerbrochenen Nadeln der besser nicht erhaltungsfähigen Monactinelliden und Tetractinelliden darstellen, ganz gut verständlich ist. Die steinartige Beschaffenheit des Skeletes der Lithistiden eignete sie immer zu diesem prachtvollen Erhaltungszustande, in welchem sie in den Krakauer Jura-Ablagerungen so zahlreich vorkommen, mit der oft in allen Details erhaltenen mikroskopischen Structur ihres Körpers und Skeletgerüstes.

Tetracladina Zittel.

Skeletelemente vierstrahlig, die vier Arme an den Enden verästelt oder verdickt mit vier unter einem Winkel von 120° zusammenstossenden Axencanälen. Oberflächennadeln (Gabelanker, lappige oder ganzrandige Kieselscheiben, Stabnadeln) reichlich vorhanden (Zittel, Handb. d. Paläont. Bd. I).

In den Präparaten aus den untersuchten Feuersteinen begegnete ich nur einmal, verschiedene zweifelhafte oder zu schlecht erhaltene Formen nicht gerechnet, einem bestimmt den Tetracladinen angehörenden Skeletelemente. Es stellte sich dar (Taf. XII, Fig. 35) als ein Gabelanker aus der Oberflächenschicht, aus welchem nur ein plumper, sechsstrahliger Stern mit wurzelartig sich verästelnden Armen zurückgeblieben ist.

Die Dicke der Arme und ihrer Aeste variirend vor der Gabelung gegen 0·12 Millimeter; Dicke des Schaftes, wo er mit den Zinken zusammentrifft gegen 0·1 Millimeter. Die ganze Nadel war tief bräunlich gefarbt.

Mehr oder weniger ähnliche Skeletgebilde haben: Carter (l. c.), Zittel (l. c.), Hinde (l. c.), Sollas (l. c.) und Počta (l. c.) aus den Kreideschichten, Dunikowski (l. c.) ein etwas ähnliches aber höchst mangelhaft erhaltenes Exemplar aus den liassischen Schichten als Dactylocalycites, Ragadinia und Racodiscula beschrieben.

Megamorina Zittel.

Grosse, verlängerte und glatte, gebogene, unregelmässig ästige oder nur an Enden gegabelte Skeletelemente mit einfachem Axencanal. Manchmal noch kleine Skeletkörperchen von rhizomorinem Typus. Oberflächennadeln einaxig oder Gabelanker. (Nach Zittel).

Gattung: *Megalithista Zittel.*

Zittel: Stud. üb. foss. Spong. II, pag. 130, Taf. VI, Fig. 4.

Megalithista sp.? Taf. XII, Fig. 36 *a* und *b*.

Sehr grosse, glatte, gekrümmte, an den Enden in 2—3 Aeste vergabelte Megamorinen-Gebilde.
In den Feuersteinen des Krakauer Ober-Jura nicht sehr selten.

Ordnung: Hexactinellidae Schmidt.

Diese von Schmidt aufgestellte Ordnung, deren Grenzen allen anderen Ordnungen gegenüber ungemein scharf, wiewohl jedenfalls in nicht so hohem Grade, wie man gewöhnlich annimmt, zu sein scheinen, umfasst (nach Zittel) Schwämme mit isolirten oder gitterförmig verschmolzenen Nadeln von sechsstrahliger Form. Sämmtlichen Kieselgebilden liegt ein Axenkreuz aus drei sich rechtwinklig schneidenden Axencanälen zu Grunde. Ausser den eigentlichen Skeletelementen sind häufig noch zahlreiche isolirte Fleischnadeln von meist sehr zierlicher Form vorhanden.

Die Hexactinelliden kommen in den Feuersteinen aus dem Krakauer Jura, sowohl als Bruchstücke eines festen Gitterwerkes, wie auch als isolirte Skeletkörper, nur ziemlich selten vor, die letzteren aber treten als so mannigfache Skeletgebilde auf, dass sie gewiss eine nähere Aufmerksamkeit verdienen können und um so mehr, als manche dieser Gebilde fossil jetzt zum ersten Male gefunden wurden.

A. Dictyonina.

Skeletelemente so sehr unter einander verschmolzen, dass sie zusammen ein festes Gitterwerk bilden. Fleischnadeln vorhanden oder fehlend.

Porocypella Pomel (emend. Zittel) sp. ?.

Zu vergleichen:

Zittel, Stud. üb. foss. Spong. I, l. c. pag. 53.
Derselbe, Beitr. z. Syst. foss. Spong. I, Taf. V, Fig. 12, pag 364.

Die Diagnose dieser Gattung lautet nach Zittel: „Kreiselförmig oder birnförmig etc., Gitterskelet unregelmässig mit oktaëdrischen Kreuzungsknoten; die Seitenöffnungen der hohlen Oktaëder sind klein und meist ungleich, oft etwas verzerrt etc.“

Das kleine Bruchstück des Skeletgerüstes einer Spongie aus der Gruppe der Hexactinelliden nämlich der Dictyoninen, welches mir vorliegt, stimmt ziemlich gut mit dieser Diagnose und der betreffenden Abbildung Zittels überein. Das vorliegende Exemplar ist ziemlich schlecht erhalten, doch kann man an demselben gut bemerken, dass die Kreuzungsknoten seines Gitterwerkes mit gewöhnlich nicht regelmässig gelegenen und ungleichen Löchern, deren Zahl gewöhnlich auch viel weniger beträgt, als das die Regel ist, oktaëdrisch durchbohrt sind; manchmal sieht man nur zwei, sogar nur ein Loch in dem Knotenpunkte. — Das Skeletgerüst selbst bildet ein etwas unregelmässiges Geflecht mit Maschen von verschiedener Gestalt und Grösse, dessen Querbalken ziemlich schmal (gegen 0·05 Millimeter) und ungleich sind.
Diese Spongie kommt nur selten vor.

Tremadictyon Zittel sp.?

Sehr schlecht und undeutlich erhaltene Bruchstücke eines Gitterwerkes mit ungleichen und ungleichmässig geformten Maschen und plattig sich ausbreitenden Querbalken.

Selten vorkommend.

B. Lyssakina.

Das Skelet besteht aus sechsstrahligen Nadeln, welche nur durch Sarcode, bisweilen durch dünne Kieselsubstanz verbunden sind. Fleischnadeln meistens reichlich vorhanden und von sehr mannigfaltiger Gestalt.

Hyalostelia Zittel.

Winzige Formen, welche aus einer centralen Kugel und sechs auf derselben senkrecht zu einander stehenden Strahlen bestehen. Solche Formen wurden von Carter (l. c.), Hinde (Foss. Sp. Spic. etc.), und Wright aus der Kreide, von Dunikowski aus dem Lias beschrieben.

Hyalostelia robusta nov. sp. mihi. Taf. XII, Fig. 37.

Auf der centralen kaum bemerkbaren Kugel sitzen senkrecht zu einander sechs sehr starke, kegelförmige Stachel, so dass der Skeletkörper doch ganz deutlich den Typus der Hexactinelliden besitzt.

Durchmesser der abgebildeten Kugel 0·10 Millimeter, Länge der Stachel 0·14 Millimeter, ihre Dicke an der Basis 0·06 Millimeter.

Dieser Form begegnete ich nur einmal in einem Feuersteinknollen von Dębnik, Prof. Dunikowski beschreibt aber eine ganz identische Nadel aus den liassischen Schichten vom Schafberg.

Nur dieses einzige Skeletelement der Lyssakinen unserer Fauna konnte ich, weil es sich mit einem solchen schon von Dunikowski beschriebenen fast identificiren lässt, generisch bestimmen. Für die übrigen erscheint eine wenn auch nur generische Bestimmung trotz einer oft auffallenden Aehnlichkeit und sehr engen Beziehungen zu manchen Skeletgebilden der noch jetzt lebenden Spongien, in dem Falle ganz unmöglich, da manche ähnliche Gebilde oft nicht nur in mehreren recenten Gattungen auftreten, sondern sich auch in der Gruppe der Dictyoninen wiederholen. Deswegen muss ich mich nur auf ihre Beschreibung beschränken, wobei ich aber auch recente Gattungen, in welchen entsprechende Gebilde vorkommen, anführen will, was vielleicht nicht ohne gewisses Interesse sein wird.

Sie wurden nur in den Feuersteinen von Dębnik vorgefunden und lassen sich nach Marshall (Untersuchungen über Hexactinelliden, Zeitschr. f. wiss. Zool., Bd. XXV, Suppl. 1875) in folgende Typen eintheilen:

1. Einfache, manchmal sehr winzige Sechsstrahler.
2. Rosetten oder Sternnadeln.
3. Sechsstrahler, welche einen unmittelbaren Uebergang zu den fünfstrahligen, glatten, sogenannten Tannenbäumchen bilden.
4. Endlich solche Formen, bei denen nur eine Axe ausgebildet ist, nämlich sogenannte Amphidiscen.

Fig. 40 zeigt uns einen winzigen, glatten und einfachen Sechsstrahler mit ziemlich zugespitzten Strahlen, wie ähnliche auch bei recenten Gattungen nicht selten als Auskleidung der Magenhöhlungen auftreten.

In Fig. 39 begegnen wir einer sogenannten rosettenförmigen Nadel oder Sternnadel, wie ähnliche bei *Periphragella Marshall* in dem Dermalskelete und bei *Euplectella Owen* vorkommen.

Ein sehr schönes Skeletelement treffen wir in Fig. 38, welche an beiden Enden einen Schirm tragenden Einstrahler, einen sogenannten Amphidiscus darstellt. Seine Länge beträgt 0·65 Millimeter, leider ist es aber nur ein Axencanalabguss des eigentlichen Skeletkörpers.

Ganz ähnliche Skeletelemente sind besonders charakteristisch für jetzt lebende Gattungen *Semperella Gray* und *Hyalonema Gray.*

In Fig. 42 ist eine sechsstrahlige Nadel abgebildet, welche den Typus der Hexactinelliden noch ganz deutlich zeigt, aber einen unmittelbaren Uebergang zu den fünfstrahligen sogenannten Tannenbäumchen bildet und so einen weiteren Beweis für die Uebergangsmöglichkeit der Spongien-Skeletelemente von einem in den anderen Typus liefert.

In unserer Form ist ein Strahl des Sechsstrahlers ungemein verlängert und schwillt zu einer dicken aber glatten Spindel an, der gegenüber liegende ist aber etwas verkürzt; vier andere stellen sich ganz normal dar.

Die Länge des ganzen Skeletelementes beträgt gegen 0·40 Millimeter, wovon über 0·30 Millimeter auf den spindelförmigen Strahl entfällt.

Analoge Tannenbäumchen kommen bei *Periphragella Marshall* und vielen Lyssakinen in dem Dermalskelete vor.

Uebersichts-Tabelle der beschriebenen Spongien-Gattungen.

Spongiae.

Monactinellidae	1. *Opetionella Zittel (?),* h.
	2. *Reniera Schmidt,* s. h.
	3. *Axinella Schmidt,* s.
	4. *Monilites Cart. (jurensis nov. sp. Wiśniowski),* n. s.
Tetractinellidae	5. *Thethya Lamarck,* n. s.
	6. *Pachastrella Schmidt,* s. h.
	7. *Stelletta Schmidt* h.
	8. *Toriscodermia nov. gen. Wiśniowski,* h.
Lithistida	9. *Megalithista Zittel,* n. s.
Hexactinellidae	10. *Porocypella Pom. (Zitt. em.),* s.
	11. *Tremadictyon Zitt.?* s.
	12. *Hyalostelia Zitt. (robusta nov. sp. Wiśniowski),* s.

s. h. = sehr häufig; h. = häufig; n. s. = nicht selten; s. = selten.

Radiolarien.

Benützte Literatur: [1])

E. Haeckel, Report on the Radiolaria collected by H. M. S. Challenger during the years 1873—1876. Rep. on the Scient. Resul. of the Voyage of H. M. S. Challenger etc. 1887.

Dr. Rüst, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. Palaeontographica, XXXI. Bd., 1885.

Dr. Rüst, Beiträge zur Kenntniss der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura Palaeontographica, XXXIV. Bd., 1888.

Das besonders interessante Material, welches die Radiolarien unserer Feuersteine darstellen, besteht aus Exemplaren, welche so wie die Spongiennadeln, eine ganze Stufenreihe verschiedener Erhaltungszustände zeigen.

Die ganz gut erhaltenen finden wir nur ausnahmsweise, da sie auch während der Bildung einer Feuersteinknolle dem Auflösungsprocesse unterliegen mussten. Deswegen kommen sehr viele Radiolarien in einem solchen Erhaltungszustande vor, dass sie sich in Dünnschliffen nur als gelbliche Fleckchen mit zerflossenen Contouren oder als Abgüsse ihrer Schälchen im durchgehenden Lichte bräunlich, im auffallenden porzellanweiss gefärbt darstellen. Zwischen diesen beiden Extremen liegt aber das Erhaltungsstadium, in welchem sie, wiewohl nicht vollkommen gut erhalten, doch sehr gut bestimmbar sind. In diesem Zustande befinden sich die meisten der unten beschriebenen Radiolarien.

Solche Radiolarienschälchen wurden auch zum Theil von dem Auflösungsprocesse angegriffen, ihr Gitterwerk wurde schwärzlich gefärbt und die Zwischenbalken desselben viel schmäler und zierlicher, indem die Löcher der Schalen manchmal bedeutend an Grösse zugenommen und oft ihre runde Gestalt in eine der viereckigen, hexagonalen oder polyëdrischen sich annähernde verändert haben; manchmal sind sogar auf der Stelle der Schale nur schwärzliche Punkte, welche den Knotenpunkten des Gitterwerkes entsprechen, geblieben (Taf. XIII, Fig. 53), diese Veränderungen jedoch verursachen gewöhnlich keine Schwierigkeiten in der Bestimmung einer Radiolarie.

Es ergibt sich aber daraus, wie einleuchtend ist, dass manche Merkmale, welche an den Abbildungen wohl auffallend sind, oder unten in der Beschreibung verschiedener Arten angegeben werden, nur für die Radiolarien in demselben Fossilzustande geltend sein können. Das bezieht sich besonders auf die Gestalt und Grösse der Gitterlöcher, welche, wie schon gesagt wurde, in Folge einer theilweisen Auflösung sich ziemlich bedeutend vergrössert und oft eine scheinbar polyëdrische Gestalt angenommen hatten.

Diesen Umstand muss ich mit besonderem Nachdruck betonen, um manchen Missverständnissen zu entgehen und das richtige Verständniss

[1]) Da die neueste Monographie Haeckel's der Challenger-Radiolarien alle bisher bekannten, lebenden und fossilen Formen umfasst, mit Ausnahme nur der von Rüst in seinen Arbeiten beschriebenen Radiolarien und frühere Arbeiten von Ehrenberg, Haeckel, Zittel, Gümbel, Pantanelli, Stöhr, Bütschli und Dunikowski berücksichtigt, so war bei Bearbeitung meiner Radiolarien diese ganze Literatur nur als Ergänzung des Haeckel'schen Werkes benützt.

meiner Diagnosen und Zeichnungen nicht zu erschweren. Es behindert, glaube ich, im gewissen Grade das Benützen der sonst so trefflichen Arbeit von Rüst über die Jura-Radiolarien eben der Umstand, dass dieser Forscher bei dem Zeichnen und Beschreiben mancher seiner Arten auf ihren Erhaltungszustand keine Rücksicht genommen zu haben scheint, und was manchmal wahrscheinlich nur eine Folge des Fossilisationsprocesses ist, als systematisch charakteristisch und wichtig hervorhebt.

Was die Bestimmung meiner Radiolarien anbelangt, muss ich hier noch eine Bemerkung hinzufügen, dass nicht alle möglichst guterhaltenen Radiolarien sich sicher bestimmen lassen. Es entstehen oft manche Zweifel bei dieser Gelegenheit dadurch, dass wir in Dünnschliffen die Schalen gewöhnlich mehr oder weniger schief zur optischen Fläche bekommen, wie auch durch den Umstand, dass wir dieselben gewöhnlich nur von einer Seite untersuchen können. Es sind dies eben leider bei dieser Untersuchungsmethode unüberwindliche Schwierigkeiten, bei denen nur eine gewisse Fertigkeit im Mikroskopiren und der glückliche Zufall, dass wir dieselbe Art auch in einer anderen Stellung finden, helfen kann.

Eben dieser Zweifel wegen, wie auch oft in Folge einer mangelhaften Erhaltung, musste ich manche schöne Formen ausser Acht lassen, ungeachtet dessen bin ich aber in der glücklichen Lage, 19 Formen beschreiben zu können, unter denen sich 10 neue Arten und zwei neue Gattungen vorfinden. Es wurde ihnen das treffliche System Haeckel's in seiner neuesten Monographie der Radiolarien zu Grunde gelegt.

Systematische Beschreibung.

Legion: *Spumellaria.*

Spumellaria exclusis Spyridinis Ehrbg. 1875; *Peripylea inclusis Thalassicollis et Sphaerozois Hertwig* 1879; *Peripylaria inclusis Collodariis et Polycyttariis Haeckel* 1881.

Ordnung: *Collodaria Haeckel* 1881.

Collida et Sphaerozoida Haeckel 1862. Monogr. d. Rad.

Subordnung: *Beloidea Haeckel.*

Radiolaria, deren Skelet aus losen zahlreichen Nadeln und Spiculen, welche in der Calymna unregelmässig zerstreut sind, besteht.

Genus: *Sphaerozoum Meyen.*

Beloidea socialia mit verästelten oder radialen Spiculen.

Sphaerazoum (?) hexaspiculum mihi. Taf. XII, Fig. 43.

Sechs dreischenklige gegabelte Spiculen, welche einen sphärischen Raum einschliessen, entsprechen ihrer Lage nach den sechs Wänden eines Würfels.

Der Durchmesser des durch die Spicula eingeschlossenen Raumes beträgt 0·11 Millimeter, die Länge der Schenkel der Spicula von dem Knotenpunkte bis zur Gabelungsstelle 0·02 Millimeter und von dem letzten bis zum Ende derselben 0·04 Millimeter.

Gefunden nur in einem Feuersteine von Dębnik.

Eine sichere generische Bestimmung dieser fossilen Form ist unmöglich, weil sie sowohl den colonienbildenden Sphärozoiden *(Beloidea socialia)* wie auch den Thalassosphäriden *(Beloidea solitaria)* angehören kann. Jedenfalls aber ist sie sehr interessant, als die erste Radiolarie aus der Gruppe der Beloideen, welche fossil nicht in zerstreuten Skeletelementen, sondern mit zusammenhängender Spicula, so wie lebend gefunden wurde.

Ordnung: *Sphaerellaria Haeckel* 1881.

Sphaeridea vel Peripylea Hertwig 1879.

Subordnung: *Sphaeroidea Haeckel.*

Sphaeroidea, Sphaeridea, Sphaerida Haeckel 1878; *Sphaeridea Hertwig* 1879.

Familie: *Liosphaerida Haeckel* 1881.

Radiolaria mit einer einfachen oder mehreren concentrischen, kugeligen und gegitterten Schalen, ohne radiale Stacheln auf der Oberfläche derselben.

Subfamilie: *Ethmosphaerida Haeckel* 1862.

Mit einer einfachen kugeligen Gitterschale.

Genus: *Cenosphaera Haeckel* 1881.

Liosphaerida mit einer einfachen Gitterschale, mit nach innen in freie Tubuli nicht verlängerten Gitterlöchern und einem einfachen Schalencavum.

Cenosphaera jurensis mihi. Taf. XII, Fig. 44 und 45.

Gitterkugel mit zahlreichen ungleichgrossen, runden, auf der Abbildung nur in Folge des Auflösungsprocesses scheinbar hexagonalen, subsymmetrisch geordneten Löchern; die Zahl derselben auf einem Halbäquator 12—13. Alle Zwischenbalken von gleicher Breite.

In meinen Dünnschliffen, sowohl aus den Feuersteinen von Dębnik wie auch aus anderen Localitäten, kommt diese Form am häufigsten vor, immer mehr oder weniger mit dem oben angegebenen specifischen Charakter, und in allen Abstufungen ihrer Dimensionen von solchen verhältnissmässig grossen Formen (Fig. 44), deren Schalendurchmesser 0·26 Millimeter und der Durchmesser der Löcher gegen 0·03 Millimeter beträgt, bis zu bedeutend kleineren mit 0·18 Millimeter langem Durchmesser der Schale und 0·002 Millimeter breiten Löchern (Fig. 45).

Cenosphaera disseminata Rüst.

Rüst, Beitr. zur Kenntn. d. foss. Rad. aus Gest. d. Jura. l. c. pag. 286 (16), Taf. XXVII (II), Fig. 4.

Starke Gitterkugel mit ziemlich dicker Schale und fast gleich grossen, runden, symmetrisch geordneten Gitterlöchern; die Zahl derselben auf einem Halbäquator 9—10.

Schalendurchmesser 0·11 Millimeter; Durchmesser der Löcher 0·012 Millimeter.

Unsere Form hat viel mit der von Rüst aus den Jaspissen der Westschweiz beschriebenen *Cenosphaera disseminata* gemeinsam, ist nur im Vergleiche zu derselben ziemlich bedeutend kleiner.

In allen Feuersteinen, aber nicht häufig vorkommend.

Cenosphaera minuta (Pantan.) Rüst.

(Beitr. z. Kenntn. d. foss. Rad. aus Gest. d. Kreide. l. c pag. 190, Taf. XXII, Fig. 1).

Synonym. *Etmosphaera minuta Pantanelli*: I diaspri della Toscana e i loro fossilli. Att. del R. Acad. dei Lincei. Vol. VII, Roma 1880, pag. 45, Fig. 1, 2.

Gitterkugel mit fast gleich grossen, runden Löchern; die Zahl derselben auf einem Halbäquator 6—7.

Schalendurchmesser 0·07 Millimeter, Durchmesser der Löcher 0·012 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Cenosphaera megapora mihi. Taf. XIII, Fig. 47.

Gitterkugel mit wenigen, aber im Verhältnisse zum Durchmesser der Schale sehr grossen, runden ungleichen Löchern, deren Zahl auf einem Halbäquator 5—6 beträgt. Die Zwischenbalken der Gitterschale ungleich breit. Durchmesser der Schale 0·09 Millimeter; Durchmesser der Löcher 0·018—0·015 Millimeter.

Aus einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Cenosphaera sp.? Taf. XIII, Fig. 46.

Asymmetrisch ausgebildete Gitterschale mit einem ovalen Umriss, stellt uns wahrscheinlich das Beispiel einer Abnormität in der Ausbildung der *Cenosphaera*-Schalen dar. Zahlreiche, runde, ziemlich asymmetrisch geordnete Löcher liegen zu 12—13 auf einem Halbäquator. Zwischenbalken ungleich breit.

Grössere Axe 0·13 Millimeter lang; Durchmesser der Löcher 0·019 Millimeter.

Aus einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Familie: *Staurosphaerida Haeckel.*

Radiolaria mit vier radialen Stacheln auf der Oberfläche einer einfachen oder mehreren concentrischen, kugeligen Schalen, welche Stachel senkrecht zu einander gestellt, ein rechtwinkliges Kreuz bilden.

Subfamilie: *Staurostylida Haeckel* 1881.

Staurosphaerida mit einer einfachen kugeligen Gitterschale.

Genus: *Staurosphaera Haeckel* 1881.

Staurosphaerida mit einer einfachen Gitterschale und vier gleich grossen Stacheln.

Subgenus: *Staurosphaeranta Haeckel.*

Staurosphaera sedecimporata Rüst var. elegans mihi. Taf. XIII, Fig. 44.

Rüst, Beitr. z. Kenntn. d. foss. Rad. aus Gest. d. Jura, pag. 288, Taf. III, Fig. 1.

Die Schale stellt sich im Durchschnitte fast als ein Quadrat dar, mit vier schlanken, spitzen, mit Spuren eines Canals in ihrer Mitte versehenen und sehr schwach gekrümmten Stacheln. Die Gitterlöcher, die auf den ersten Anblick in Folge des Fossilisationprocesses sich als

Quadrate darstellen, sind symmetrisch in vier Reihen, zu je vier Löchern geordnet.

Die typische Form der *Staurosphaera sedecimporata Rüst,* aus den Aptychus-Schiefern von Urschlau, besitzt im Gegensatze zur *varietas elegans mihi* gerade, kürzere (so lange wie die Schale), aber sehr starke Stacheln.

Durchmesser der Kugel 0·08 Millimeter.
Länge der Stachel 0·14 Millimeter.
Durchmesser der Löcher 0·022 Millimeter.
Nicht selten in den Feuersteinknollen von Dębnik.

Familie: *Astrosphaerida Haeckel* 1881.

Radiolaria mit einer einfachen oder mehreren concentrischen kugeligen Gitterschalen, auf der Oberfläche mit zahlreichen radialen Stacheln.

Subfamilie: *Coscinommida.*

Astrophaerida mit einer einfachen sphärischen Gitterschale.

Acantosphaera Ehrbg. an Heliosphaera Haeckel Taf. XII, Fig. 49. (sp. indeterm.)

Eine Gitterkugel im Durchmesser 0·16 Millimeter gross, auf der Oberfläche mit ziemlich zahlreichen spitzen Stacheln, deren Länge dem Radius der Schale gleich ist.

Die Schale ist so schlecht erhalten, dass sicher zu entscheiden, ob alle Stachel gleich oder ungleich waren, jetzt unmöglich erscheint und kaum einzelne sehr undeutlich erhaltene Gitterlöcher bemerkbar sind.

Da die Trennung von *Acantosphaera* und *Heliosphaera* eben auf der Art und Weise der Bestachelung beruht, nämlich Genus Acantosphaera alle Stachel gleich, Heliosphaera die Stachel von zweierleiGrösse hat, muss ich auf die generische Bestimmung dieser Radiolarie für jetzt verzichten.

Nicht selten in den Feuersteinen von Dębnik.

Polysphärische Astrosphaerida.

Zu den polysphärischen Astrosphaeriden gehört wahrscheinlich, die in den Feuersteinen von Dębnik nicht seltene, unter Fig. 50, Taf. XIII, abgebildete Medullarschale mit zahlreichen Stacheln, welche von den Knotenpunkten der verhältnissmässig sehr grossen Gitterlöcher ausgehen. Eine generische Bestimmung dieser Radiolarie, von welcher nur die innerste Schale zurückgeblieben ist, scheint mir unmöglich zu sein.

Subordnung: *Prunoidea*, *Haeckel* 1883.

Familie: *Ellipsida Haeckel* 1882.

Radiolaria mit einer einfachen ellipsoidischen Gitterschale, ohne äquatoriale Einschnürungen. Das Gitterwerk besteht aus einer einfachen nicht spongiösen Gitterschale.

Genus: *Cenellipsis Haeckel* 1887.

Ellipsida ohne radiale Stacheln und ohne polare Tuben.

Cenellipsis subsphaerica mihi Taf. XIII, Fig. 51.

Eine mangelhaft erhaltene, sehr schwach ellipsoidische Gitterschale, mit zahlreichen, runden symmetrisch geordneten Löchern, deren Zahl auf dem Halbäquator 15—16 beträgt. Längere Axe zur kürzeren wie 11 : 10.

Grössere Axe 0·24 Millimeter, kleinere 0·22 Millimeter, Durchmesser der Gitterlöcher 0·018 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Genus: *Ellipsoxiphus Dunikowski* 1882.

Ellipsida, deren grössere Axe in zwei an beiden Polen entgegengesetzte Stachel von gleicher Grösse und ähnlicher Form ausgezogen ist.

Ellipsoxiphus (?) sp. indeterm. Taf. XII, Fig. 52.

Ein sehr undeutlich erhaltenes Radiolar mit einer fast ganz aufgelösten Schale, von welcher nur schwärzliche Punkte, welche den Knotenpunkten des Gitterwerkes entsprechen und zwei nur zur Hälfte bemerkbare Stachel, mit Spuren eines Canals in der Mitte geblieben sind. Der schwach ovale Umriss der Schale und die an der Verlängerung der grösseren Axe derselben liegenden Stachel, — wie man aus ihren Resten vermuthen kann, wahrscheinlich von gleicher Form und Grösse, — sprechen für die Zugehörigkeit dieser Radiolarie zur Gattung Ellipsoxiphus, ihre so mangelhafte Erhaltung lässt aber selbstverständlich die specifische Bestimmung nicht zu. Die Gitterlöcher, wie man aus ihren Spuren schliessen kann, waren ziemlich zahlreich. Grössere Axe 0·18 Millimeter, kürzere 0·15 Millimeter, also längere Axe zu der kürzeren, wie 0·18 : 0·15. Nicht selten in den Feuersteinen von Dębnik.

Subordnung: *Discoidea Haeckel.*

Discida vel Discoidea Haeckel 1862; *Discoida, Discoidea, Discida Haeckel* 1878.

Sectio: *Cyclodiscaria Haeckel.*

Familie: *Porodiscida Haeckel.*

Porodiscida Haeckel 1881; *Trematodiscida et Discospirida Haeckel* 1862; *Calodictya Ehrbg.* 1847.

Radiolaria mit einer flach scheibenförmigen Schale, in welcher sich eine einfache sphärische Centralkammer, von concentrischen gekammerten Ringen umgeben, befindet. Die Oberfläche dieser Scheibe ist von zwei flachen Seiten mit einer porösen Siebplatte bedeckt.

Subfamilie: *Euchitonida Haeckel.*

Porodiscida mit gekammerten oder spongiösen Armen, mit oder ohne solide Stachel auf ihren Enden.

Genus: *Euchitonia Ehrbg.*

Porodiscida mit drei einfachen, am Ende nicht getheilten, gekammerten Armen, welche durch das Patagium verbunden sind. Zwei Arme und zwei Winkel gleich; der dritte ungleiche Arm steht gegenüber dem ungleichen Winkel — die Schale also bilateral.

Euchitonia sp.? Taf. XIII, Fig. 53.

Ein, wie die Abbildung zeigt, schlecht erhaltenes Exemplar, stellt eine Radiolarie mit der nur in Resten bemerkbaren Mittelscheibe dar, welche von drei gekammerten, am Ende bedeutend breiteren, einfachen und wahrscheinlich bestachelten Armen umgeben ist. Von dem dritten längeren Arme sind leider nur einige Spuren zurückgeblieben, welche doch ziemlich gut andeuten, dass derselbe mit den zwei anderen sich unter einem grösseren Winkel als 120° kreuzte. Von dem Patagium, welches die Arme verband, blieben nur einige Spuren.

Nicht selten in den Feuersteinen von Dębnik.

Legion: *Nasellaria.*

Nasellaria inclusis Spyridinis Ehrbg 1875; *Monopylea Hertwig* 1879; *Monopylaria Haeckel* 1881; *Cyrtida et Acanthodesmida Haeckel* 1862.

Ordnung: *Cyrtellaria Haeckel* 1881.

Subordnung: *Cyrtoidea Haeckel* 1862.

Cyrtida Haeckel 1862; *Cyrtoidea vel Cyrtida Haeckel* 1881: *Polycistina solitaria Ehrbg.* 1847; *Monodictya nasellaria Ehrbg.* 1875.

Sectio Monocyrtida Haeckel 1862.

Familie: *Tripocalpida Haeckel.*

Archipilida et Archiperida Haeckel 1881.

Cyrtoidea mit einer einfachen nicht gegliederten Schale und mit drei radialen Stacheln.

Subfamilie: *Archiperida Haeckel* 1881.

Tripocalpida mit der übergitterten basalen Mündung *vel Monocyrtida triradiata clausa.*

Genus: *Podobursa (novum genus) mihi.*

Archiperida vel Monocyrtida triradiata clausa ohne eine innere Columella und ohne einen Gipfelstachel, mit einem apicalen gegitterten Fortsatze.

Diese Form ist zweifellos neu und nähert sich noch am meisten der von Haeckel beschriebenen Gattung Archibursa, deren Diagnose nach dem genannten Forscher lautet: „Archiperida ohne eine innere Columella und ohne einen apicalen Stachel". Sie unterscheidet sich also von Haeckels Archibursa nur durch die Anwesenheit eines sehr charakteristischen gegitterten Gipfelfortsatzes.

In meinen Präparaten begegnete ich nur einmal einer solchen Radiolarie, welche man aber freilich als eine ungemein gut erhaltene betrachten könnte, wenn ihre drei Stachel bemerkbar wären. Leider sind von denselben nur zwei, wie Taf. VI. Fig. 51 zeigt, sichtbar, welche, wie auf der Abbildung und besonders unter dem Mikroskope ersichtlich ist, zwischen sich einen stumpfen Winkel gegen 120° bilden. Wir sind also berechtigt, einen dritten, ausser den zwei vorhandenen unter demselben Winkel sich kreuzenden Stachel an der etwas abgeschliffenen Hinterfläche der Schale anzunehmen.

Podobursa Dunikowskii mihi. Taf. XIII, Fig. 54.

Die Gitterschale subsphärisch, in der Richtung ihrer Längsaxe etwas abgeplattet, mit drei um die übergitterte Mündung gelegenen Stacheln (aus denen in meinem Präparate die zwei sichtbaren zum Theil und der dritte ganz abgeschliffen wurden) und mit einem auch etwas am Ende abgeschliffenen, gegitterten, rundlichen Fortsatze, der fast in seiner ganzen Länge von gleichem Durchmesser, und wahrscheinlich so lang, wie die Schale selbst, ist. Die runden Gitterlöcher sind auf der Schale symmetrisch, 9—10 auf dem Halbäquator, und auf dem gegitterten Fortsatze in zwei sichtbaren, der Längsaxe desselben parallelen Reihen, jede von der Basis des Fortsatzes bis zu seinem Ende mit 5—6 Löchern, geordnet.

Länge der Schale ohne den apicalen Fortsatz 0·14 Millimeter; Breite derselben 0·17 Millimeter; Breite des Fortsatzes 0·04 Millimeter; Durchmesser der Löcher 0·018 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Diese schöne Radiolarie habe ich specifisch nach dem Herrn Prof. Dunikowski in Lemberg, dem bekannten Forscher der fossilen Spongien und Radiolarien benannt.

Familie: *Cyrtocalpida Haeckel.*

Archicorida et Archicapsida Haeckel 1881.

Cyrtoidea mit einer einfachen, nicht gegliederten Schale, ohne radiale Stachel.

Subfamilie: *Archicorida Haeckel* 1881.

Cyrtocalpida mit einer nicht übergitterten basalen Mündung *vel Monocyrtida eradiata aperta.*

Genus: *Sphaerocalpis (novum genus) mihi.*

Archicorida vel Monocyrtida eradiata aperta mit einer einfachen kugeligen Gitterschale und einer verengten Mündung ohne einen Gipfelstachel.

Die gegitterte Kugel, welche die Schale unserer Form darstellt, ist an ihrem basalen Pole abgeschnitten, wodurch die von einem Peristom verengte Mündung entsteht.

Solche Formen von der Haeckel'schen *Cyrtocalpis* zu trennen und für dieselben eine neue Gattung aufzustellen, erscheint mir wünschenswerth und in Anbetracht von Haeckel's Diagnose der *Cyrtocalpis,* wo nur von ellipsoidischen Formen gesprochen wird, ganz berechtigt.

Sie unterscheiden sich von Haeckel's *Cyrtocalpis*, wie ersichtlich ist, durch die sphärische Gestalt ihrer Schale und stellen uns so eine Urform der Cyrtoideen dieser systematischen Gruppe dar.

Eine in Gattungsmerkmalen mit unserer *Sphaerocalpis* ganz übereinstimmende Form wurde schon von Rüst in seiner neuesten Arbeit (Beitr. z. Kenntn. d. foss. Rad. aus Gest. der Kreide, pag. 206, Taf. XXVII, Fig. 14) aus den Koprolithen von Cilli beschrieben.

Sphaerocalpis Haeckelii mihi. Taf. XIII, Fig. 55.

Kugelige Gitterschale mit einer weiten, von dem Peristom umgebenen Mündung und parallel dem Rande derselben symmetrisch in alternirenden Reihen geordneten Gitterlöchern.

Durchmesser der Schale 0·06 Millimeter; Durchmesser der Mündung 0·043 Millimeter und der Löcher 0·008 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Ich erlaube mir diese Form der neuen Gattung *Sphaerocalpis* nach dem Herrn Prof. Dr. E. Haeckel zu benennen.

Genus: *Cyrtocalpis Haeckel* 1860

mit einer spindelförmigen oder ovalen, längeren als breiteren, gegen die nicht übergitterte Mündung verengten Gitterschale, ohne einen Gipfelstachel.

Cyrtocalpis Etruscorum mihi. Taf. XIII, Fig. 56.

Eine in meinem Präparate nur zum Theil erhaltene, länglich ovale Gitterschale, zeigt sich in ihrer unteren Hälfte mit der basalen Mündung ziemlich stark aufgetrieben. Die weite, runde Mündung ist mit einem Peristom umgeben, und die Gitterlöcher, wie man aus einem mangelhaft erhaltenen und im Dünnschliffe schief zur optischen Fläche liegenden Exemplar schliessen kann, sind in wahrscheinlich vier Reihen, von dem Gipfel gegen die Mündung zu geordnet.

Die Länge der Schale kann ich der schiefen Lage in dem Präparate wegen nicht angeben, ihre Breite, wo sie am grössten ist, beträgt 0·05 Millimeter; Durchmesser der Mündung 0·04 Millimeter.

Aus einem Feuersteine von Dębnik.

Subfamilie: *Archicapsida Haeckel* 1881.

Cyrtocalpida mit einer übergitterten basalen Mündung *vel Monocyrtida eradiata clausa.*

Genus: *Archicapsa Haeckel* 1881.

Archicapsida ohne einen Gipfelstachel.

Archicapsa Rüsti mihi. Taf. XIII, Fig. 57.

Kugelige Gitterschale mit verhältnissmässig sehr grossen, runden, symmetrisch geordneten Löchern, deren Zahl auf dem Halbäquator gegen 8 beträgt. Sie geht allmälig an dem der Mündung entgegengesetzten Ende in einen sehr starken, konischen, kurzen, gegitterten Fortsatz über.

Länge der Schale mit dem Fortsatze 0·13 Millimeter; Durchmesser der Gitterkugel 0·10 Millimeter; Breite des Fortsatzes an seiner Basis 0·06 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Diese Species habe ich nach dem Herrn Dr. Rüst dem verdienten Forscher der mesozoischen Radiolarien benannt.

Genus: *Podocapsa Rüst* 1885.

Monocyrtida mit einer subsphärischen Schale und einer übergitterten Mündung, welche von keinen Stacheln umgeben ist, mit drei oder mehreren gegitterten Anhängen.

Podocapsa trigonia mihi. Taf. XIII, Fig. 58.

Die Gitterkugel geht in den apicalen und zwei seitliche, um die Mündung gelegene, ziemlich zugespitzte Anhänge so allmälig über, dass

die ganze Schale dadurch eine dreieckige, schwach convexe Gestalt annimmt.

An meinem Exemplar ist das Ende des apicalen Fortsatzes abgebrochen, an beiden seitlichen Anhängen bemerkt man aber die Spuren eines leistenförmigen, deutlich in der Mitte liegenden Zwischenbalkens, längs dessen wahrscheinlich einige Gitterlöcher gelegen waren. Die Gitterlöcher sind ziemlich gross und rund.

Länge der Schale von dem basalen Ende bis zu dem muthmasslichen Ende des Gipfelfortsatzes 0·20 Millimeter; Entfernung zwischen den Enden beider seitlichen Fortsätze 0·22 Millimeter; Durchmesser der Gitterlöcher 0·033 Millimeter.

In den Feuersteinknollen von Dębnik.

Sectio: *Tricyrtida Haeckel* 1881.

Familie: *Theocyrtida Haeckel* 1887.

Radiolaria mit einer dreimal gegliederten Schale, welche aus Cephalis, Thorax und Abdomen besteht, ohne radiale Stacheln.

Subfamilie: *Theocapsida Haeckel* 1881.

Theocyrtida mit einer übergitterten basalen Mündung *vel Tricyrtida eradiata clausa.*

Genus: *Tricolocapsa Haeckel.*

Theocapsida vel Tricyrtida eradiata clausa, ohne den Gipfelstachel.

Subgenus: *Tricolocapsium Haeckel.*

Tricolocapsa deformis mihi. Taf. XIII, Fig. 59.

Eine asymmetrisch rundlich-konische Gitterschale, durch zwei Quereinschnürungen in drei Glieder (Cephalis, Thorax und Abdomen) getheilt, von denen das fast kugelige Abdomen den Thorax und Cephalis gewaltig an Länge und Breite übertrifft; besonders auffallend ist die verschwindend kleine Cephalis. Die Schale ist ziemlich mangelhaft erhalten, so dass man die rundlichen, ungleich grossen, subsymmetrisch geordneten Gitterlöcher nur auf dem Abdomen ziemlich gut bemerken kann und die Querstrictur zwischen Thorax und Cephalis nur sehr undeutlich bemerkbar ist.

Länge der ganzen Schale von der übergitterten Mündung bis zum Apex der Cephalis 1·17 Millimeter; die grösste Breite der Schale (am Abdomen) 0·12 Millimeter; das Längenverhältniss aller Glieder, wie 5:9:27 und ihre Breiten, wie 5 : 10 : 27.

In einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Sectio: *Stichocyrtida Haeckel* 1862.

Stichocyrtida et Tetracyrtida v. 1881.

Familie: *Lithocampida Haeckel* 1881.

Artocorida et Artocapsida, Stichocorida et Stichocapsida Haeckel 1881.

Radiolaria mit einer vier- oder mehrmals gegliederten Schale, ohne radiale Stachel.

Subfamilie: *Stichocorida Haeckel* 1881.

Lithocampida mit einer nicht übergitterten terminalen Mündung.

Genus: *Dictyomitra Zittel.*

Stichocorida mit einer conischen, sich allmälig bis zu der nicht übergitterten Mündung erweiternden Schale; Cephalis ohne einen Stachel.

Dictyomitra aperta Rüst var. calyciformis mihi. Taf. XIII, Fig. 60.

Rüst, Beiträge zur Kenntn. d. foss. Radiol. aus Gest. d. Kreide. (l. c.) Taf. XXVIII, Fig. 6.

Eine in vier, wahrscheinlich nicht gleich hohe Glieder getheilte Gitterschale, liegt leider in dem Dünnschliffe schief zu der optischen Fläche, so dass ihre Länge und die relative Höhe ihrer Glieder zu bestimmen unmöglich ist. Nur das vorletzte Glied ist ziemlich gut erhalten, so dass wir an demselben kleine, runde Gitterlöcher, in drei Reihen parallel den Quereinschnürungen geordnet, ziemlich deutlich bemerken können. Unsere Radiolarie unterscheidet sich von der typischen, von Rüst aus den Kreide-Koprolithen beschriebenen Form durch eine schlankere Gestalt und schärfere Einschnürungen der Gitterschale.

Die vermuthliche Länge der ganzen Schale kann gegen 0·10 Millimeter betragen; Breite der Cephalis (das letzte Glied) 0·09 Millimeter; Durchmesser der Mündung 0·50 Millimeter; Durchmesser der Gitterlöcher 0·006 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteinknollen von Dębnik.

Es gehört wahrscheinlich auch zu den Radiolarien der Schalenabguss, welcher eine auffallende Aehnlichkeit zeigt mit der von Pantanelli als eine neue Gattung beschriebenen (C. diaspri della Toscana e i loro fossili. Atti della R. Accademia dei Lincei. 1879—1880, Vol. VII, Rome 1880, pag. 52, Fig. 33—36), wie man aber aus der Abbildung schliessen kann, diesem Forscher auch nur aus einem Schalenabgusse bekannten Radiolarie *Polystichia Ehrenbergi Pantan.* Die *Polystichia Ehrenbergi* gehört aber, glaube ich, auch zu dem Genus *Dictyomitra Zitt*, Subgenus *Dictyomitrella Haeckel* und muss sonach als synonym mit demselben betrachtet werden.

Unser Schalenabguss hat eine conische Gestalt und 6 rundliche, gleich hohe Ringe, welche 6 solchen Gliedern der Stichocyrtiden entsprechen.

Seine Länge gegen 0·20 Millimeter; Länge einzelner Ringe 0·03 Millimeter; Breite der Cephalis 0·036; Breite des letzten Gliedes gegen 0·09 Millimeter.

Schlussfolgerungen.

Die Unrichtigkeit der Anschauung, dass von den vortertiären Radiolarien keine Reste existiren, wurde schon längst durch Arbeiten von Gümbel, Zittel etc. erwiesen, aber erst Rüst konnte auf Grund seines besonders reichlichen Materiales eine allgemeine Charakteristik der vortertiären, nämlich der Jura-Radiolarien aufstellen.

Die Rüst'sche Charakteristik in seiner trefflichen Arbeit der Jura-Radiolarien (l. c.) passt gut auf die Radiolarien aus den Krakauer Jura-

Feuersteinen: Es ist das nämlich das ziemlich häufige Vorkommen der Cyrtoideen, der Mangel jedoch an reich bestachelten und geschmückten Formen, wie manche jetzt lebende und tertiäre. Ob das Fehlen der letzteren aber nicht als Folge des Fossilisations-Processes zu betrachten wäre, das zu entscheiden reicht unsere Kenntniss von den älteren fossilen Radiolarien nicht aus. Ziemlich auffallend ist noch in meinem Materiale die verhältnissmässig bedeutende Percentmenge solcher Formen, welche mehr weniger ganz identisch mit den entsprechenden Arten aus der Kreide sind, oder sehr enge Beziehungen zu denselben zeigen, wie *Cenosphaera disseminata Rüst* und *minuta (Pantan.) Rüst*, *Staurosphaera sedecimporata Rüst*, *Sphaerocalpis nov. gen.*, welche Gattung bisher nur aus den Kreideschichten von Rüst beschrieben war, und endlich *Dictyomitra aperta Rüst.* Ein so zahlreiches Vorkommen in unserem Materiale von solchen für Jura und Kreide gemeinschaftlichen Formen liefert einen weiteren Beweis für die Langlebigkeit der Radiolarien Arten und für den allmäligen Uebergang, wie das schon Rüst behauptet (Beitr. zur Kenntn. d. foss. Rad. aus Gest. d. Kreide), der Radiolarienfauna des Jura in die der Kreide.

Uebersichtstabelle der beschriebenen Radiolarien.

I. Legion. *Spumellaria.*

Gattung	Species	Familie	Subordnung
Sphaerozoum Meyen	1. *Sphaerozoum hexaspiculum nov. spec.*		*Beloidea*
Cenosphaera Haeckel.	2. *Cenosphaera jurensis nov. spec.*	*Liosphaerida*	*Sphaeroidea*
	3. „ *disseminata Rüst.*		
	4. „ *minuta (Pantanelli) Rüst.*		
	5. „ *megapora nov. spec.*		
	6. „ *spec ?*		
Staurosphaera Haeckel.	7. *Staurosphaera sedecimporata Rüst. var. elegans nov. var.*	*Staurosphaerida*	
Acantosphaera Ehrbg. an Heliosphaera Haeckel.	8. *Acantosphaera an Heliosphaera spec. indeterm.*	*Astrosphaerida*	
?	9. Eine Medullar-Schale		
Cenellipsis Haeckel.	10. *Cenellipsis subsphaerica nov. spec.*	*Ellipsida*	*Prunoidea*
Ellipsoxiphus Dunikowski	11. *Ellipsoxiphus (?) sp. ?*		
Euchitonia Ehrbg.	12. *Euchitonia sp. ?*	*Porodiscida*	*Discoidea*

II. Legion. *Nasellaria.* Subordnung *Cyrtoidea.*

Gattung	Species	Familie	Sectio
Podobursa nov. gen.	13. *Podobursa Dunikowskii nov. gen. et nov. spec.*	*Tripocalpida*	*Monocyrtida*
Sphaerocalpis nov. gen.	14. *Sphaerocalpis Haeckelii nov. gen. et nov. spec.*	*Cyrtocalpida*	
Cyrtocalpis Haeckel.	15. *Cyrtocalpis Etruscorum nov. spec.*		
Archicapsa Haeckel.	16. *Archicapsa Rüsti nov. sp.*		
Podocapsa Rüst.	17. *Podocapsa trigonia nov. spec.*		
Tricolocapsa Haeckel.	18. *Tricolocapsa deformis nov. spec.*	*Theocyrtida*	*Tricyrtida*
Dictyomitra Zittel.	19. *Dictyomitra aperta Rüst var. calyciformis mihi.*	*Lithocampida*	*Stichocyrtida*

Wie nun aus der Tabelle ersichtlich ist, begegnet man in den Krakauer Jura-Feuersteinen am häufigsten der Gattung Cenosphaera, welche sich nicht nur in verhältnissmässig erstaunlicher Zahl der Individuen, sondern auch in der grössten Zahl der Arten vorfindet. Andere Sphaeroidea, und unter diesen besonders die Gattung Staurosphaera sind auch ziemlich häufig, wie auch Ellipsoxiphus (?) aus den Prunoideen; die Discoideen kommen auch nicht sehr selten vor, leider aber gewöhnlich nur in unbestimmbaren Resten. Die Cyrtoideen sind ziemlich gut vertreten, sowohl Monocyrtida mit einer offenen oder übergitterten Mündung, wie auch, wiewohl viel weniger, die Tripo- und Stichocyrtiden; aus den Dicyrtiden begegnete ich nur einigen sehr schlecht erhaltenen Exemplaren. Sehr interessant, sogar überraschend ist das Auffinden einer Sphaerozoum-Art, zum ersten Male fossil mit zusammenhängenden Spiculen.

In einer vorläufigen Mittheilung in den „Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, 1888, Nr. 4“ habe ich die Zahl der Arten meiner Radiolarien auf gegen 40 angegeben, doch bei einer näheren Bestimmung musste ich fast die Hälfte aus als zu mangelhaft erhaltenen Exemplaren bestehend ausser Acht lassen. Ich hege die Hoffnung, dass Niemand mir daraus einen Vorwurf machen wird.

Foraminiferen.

Die Foraminiferen, welche mir aus den Krakauer Feuersteinen vorliegen, lassen grösstentheils eine sichere, sogar generische Bestimmung nicht zu und in Folge dessen bietet ihre Bearbeitung gewiss nicht viel Anziehendes; da aber meine Absicht ist, ein vollständiges Bild der Mikrofauna dieser Feuersteine zur Darstellung zu bringen, will ich hier auch diese Organismen und um so mehr berücksichtigen, als Foraminiferen aus dem Krakauer Jura bisher noch nicht bekannt sind und die zu beschreibende Fauna auch der aussergewöhnlichen Kleinheit ihrer Individuen wegen eine Aufmerksamkeit verdient.

Fast alle Exemplare, welche von mir in diesem Gesteine vorgefunden wurden, bilden nur genaue Schalenabgüsse, die so wie ähnliche Abgüsse der Radiolarien-Schälchen und Spongiennadeln im durchgehenden Lichte bräunlich, im auffallenden porzellanweiss gefärbt erscheinen; als die letzte Spur der Schale selbst blieb noch oft um einen solchen Schalenabguss herum ein lichter deutlich bemerkbarer Rand zurück (cfr. Taf. XIII, Fig. 70, 72). Manchmal bemerken wir auf der Oberfläche dieser Abgüsse einige kleine, runde Vertiefungen, welche manchen ähnlichen Vertiefungen auf der Oberfläche der Axencanalabgüsse der Spongiennadeln (Taf. XII, Fig. 5) ziemlich gut entsprechen (Taf. XIII, Fig. 6, 7).

Eben dieser Umstand, dass wir mit wenigen Ausnahmen nur mit Schalenabgüssen zu thun haben, erschwert ungemein die Bestimmung meiner Foraminiferen. In dieser systematischen Gruppe der Protozoen, begegnen wir ziemlich häufig der Erscheinung, dass zwei oder mehrere Genera, welche ganz verschiedenen Familien angehören, identische Formen der Schale besitzen und für die Zugehörigkeit dieser oder jener Gattung nur die Structur der Schale entscheidet; wenn diese nicht vorhanden ist, fällt das einzige Criterium der Bestimmung solcher isomorphen Formen ab. Man muss also bei Bearbeitung meines Materials nicht nur auf die specifische, sondern manchmal auch auf die sichere generische Bestimmung derselben verzichten. Eine einzige, wiewohl natürlich nicht sichere Andeutung von der Beschaffenheit der Schale kann uns nur die Oberfläche der Schalenabgüsse geben. Ganz natürlich ist dieselbe immer glatt, wenn die Schale hyalin oder porös war und eine sehr rauhe Oberfläche derselben lässt dagegen die sandige Structur der Schale vermuthen.

Unter meinen Zeichnungen besitze ich über 70 verschiedene Formen, hier aber wurde diese Zahl um mehr als $^{2}/_{3}$ reducirt, um der Beschreibung eines so mangelhaft erhaltenen Materials einen nicht zu grossen Raum zu widmen. Es wurde ihnen das System Brady's in seiner Monographie der Challenger Foraminiferen zu Grunde gelegt.

Systematische Beschreibung.

Familie: *Miliolidae.*

Subfamilie: *Miliolininae.*

Die Schale hyalin. Die Kammern aufgerollt, zwei auf jeden Umgang, beiderseits der Längsaxe der Schale symmetrisch oder asymmetrisch geordnet. Die Mündung derselben wechselweise auf einem und dem anderen Ende der Schale.

Spiroloculina D'Orbigny sp.? Taf. XIII, Fig. 61.

Der Schalenabguss deutet auf die in 3—4 Umgängen in einer Ebene in der Weise der Miliolininen aufgerollten Kammern, deren Abgüsse eine glatte Oberfläche zeigen, allmälig an Grösse zunehmen und sich nur als nicht geräumige Erweiterungen des gemeinsamen Lumen der Schale darstellen; in der Seitenansicht sind alle sichtbar. Diese Kammerabgüsse sind um die runde Embryonalkammer auf diese Weise geordnet,

dass ihre grösste Breite auf einer Seite der Längsaxe des Schälchens immer in der oberen Hälfte der Schale — mit ihrer Mündung — sich befindet, während auf der zweiten Seite der Längsaxe die breitesten Theile der Kammerabgüsse immer gegen den anderen Pol der Schale zu verschoben erscheinen. Der ganze Schalenabguss besitzt einen elliptischen bis rhomboidalen Umriss mit beiden ziemlich zugespitzten Enden.

Seine Länge 0·4 Millimeter, seine grösste Breite 0·13 Millimeter. Sehr häufige und besonders charakteristische Formen für die Mikrofauna unserer Feuersteine.

Subfamilie: *Hauerininae.*

Die Kammern der hyalinen Schale auf zweierlei Art geordnet, theilweise wie bei den Miliolininen, theilweise spiral oder in einer gestreckten Reihe.

Articulina D'Orbigny sp.? Taf. XIII, Fig. 62.

Der längliche Abguss der zweiten Kammer ist um die runde Embryonalkammer aufgerollt, zwei folgende Kammerabgüsse sind gestreckt an einander gereiht, so dass der ganze Schalenabguss eine bischofstabförmige Gestalt annimmt; die Oberfläche der Kammerabgüsse ist glatt. Die Lumina der gestreckten Kammern haben eine conische Gestalt, indem sie sich plötzlich erweitern und dann allmälig in den alle Kammern verbindenden Canal übergehen.

Durchmesser des involuten Theiles der Schale 0·04 Millimeter, ihre Länge 0·3 Millimeter.

Eine in allen untersuchten Feuersteinen ziemlich häufig vorkommende Form.

Cornuspira Schultze (?) (dieselbe Familie, Subfamilie: *Peneroplidinae*) an *Ammodiscus Reuss (?)* (Familie: *Lithuolidae*, Subfamilie: *Trochammininae*) an *Spirillina Ehrbg. (?)* (Familie: *Rotalidae,* Subfamilie: *Spirillininae*), Taf. XIII, Fig. 63.

Unsere Schalenabgüsse lassen eine nähere Bestimmung nicht zu. Ihre glatte wiewohl grösstentheils nicht reguläre Oberfläche deutet auf die Gattung Cornuspira mit der hyalinen oder Spirillina mit der porösen Schale.

Das abgebildete Exemplar besteht aus einem um die kleine, runde Embryonalkammer neun- bis zehnmal in einer Ebene aufgerollten Schalenabgusse. Einzelne Windungen nehmen von dem Umbilicalpunkte allmälig an Breite zu. Die Seitenansicht der Schale rund.

Ihr Durchmesser gegen 0·22 Millimeter; Breite des Lumens der letzten Windung 0·02 Millimeter.

Sehr häufig in allen von mir untersuchten Feuersteinen.

Familie: *Lituolidae.*

Subfamilie: *Lituolinae.*

Die Schalen grobsandig, rauh, auf der Oberfläche oft mit Spuren einer labyrinthischen Beschaffenheit.

Reophax Montfort sp.? Taf. XIII, Fig. 64.

Schalenabguss, welchen drei miteinander verbundene sich allmälig schwach vergrössernde Kammerabgüsse mit einer unregelmässig glockenförmigen Gestalt und rauher Oberfläche bilden.

Länge der Schale 0·2 Millimeter; Breite der ersten gegen 0·05 Millimeter und der letzten Kammer gegen 0·08 Millimeter.

Eine ziemlich häufig vorkommende Form.

Reophax Montfort. sp.? Taf. XIII, Fig. 65.

Eine, wie die vorige, nodosariaähnliche Form, welche aus den Abgüssen von drei grossen Kammern besteht. Die Kammerabgüsse sind rauh, haben eine nicht regelmässig glockenförmige Gestalt und unterscheiden sich nur wenig in ihren Dimensionen. Das grösste Lumen zeigt die mittlere Kammer. Die Mündung war in einen kurzen Schnabel ausgezogen.

Länge der Schale gegen 0·4 Millimeter; ihre grösste Breite (in der Mitte) gegen 0·13 Millimeter.

Dieser Form begegnete ich nicht selten, besonders in den Feuersteinen von Dębnik.

Reophax Montfort sp. (?) Taf. XIII, Fig. 66.

Das vorliegende Exemplar bilden gegen 10 Kammerabgüsse von unregelmässiger Gestalt und sehr rauher Oberfläche, welche von der sehr kleinen Anfangskammer allmälig, aber constant an Grösse zunehmen und in einer schwach S-förmigen Reihe geordnet sind.

Länge des ganzen Schalenabgusses 0·4 Millimeter; Durchmesser der letzten Kammer gegen 0·07 Millimeter.

Aehnliche Formen kommen nicht selten vor.

Haplophragmium Reuss. sp.? Taf. XIII, Fig. 67.

Eine bischofstabförmige Form, deren drei erste Kammerabgüsse eingerollt, die sechs folgenden in einer geraden Reihe geordnet sind. Von der fünften Kammer an haben sie eine asymmetrisch glockenförmige Gestalt. Alle Kammern nehmen, allmälig, aber deutlich an Grösse zu.

Länge der ganzen Schale gegen 0·7 Millimeter; Durchmesser des involuten Theiles gegen 0·1 Millimeter; Breite der letzten Kammer 0·13 Millimeter.

Eine seltene Form.

Familie: *Textularidae.*

Subfamilie: *Textularinae.*

Schale sandig mit oder ohne kalkige poröse Basis; bei kleineren Formen deutlich hyalin oder porös. Die Kammern in zwei oder drei Reihen, manchmal auf zwei- oder dreierlei Weise, geordnet.

Textularia Defrance sp.? Taf. XIII, Fig. 68.

Der Schalenabguss hat eine keilförmige Gestalt und besteht aus in zwei alternirenden Reihen geordneten Kammerabgüssen, vier in jeder Reihe, welche bis zur letzten Kammer allmälig an Grösse zu-

nehmen; dann aber werden beide letzte Kammern plötzlich doppelt so gross, als die vorletzten.

Länge der Schale gegen 0·1 Millimeter, ihre grösste Breite gegen 0·05 Millimeter. Diese Form gehört zu den seltenen, die Gattung Textularia aber im Allgemeinen kommt nicht selten in meinen Feuersteinen vor.

Familie: *Lagenidae.*

Subfamilie: *Nodosarinae.*

Die mehrkammerige, gerade, gebogene, oder eingerollte Schale kalkig und porös. Die Mündung terminal, einfach oder gezähnt; weder ein Zwischenskelet, noch ein Canalsystem vorhanden.

Nodosaria Lamarck sp.? Taf. XIII, Fig. 69.

Schalenabguss, den sechs in einer geraden Reihe geordnete, kugelige, in Richtung der Längsaxe der Schale schwach abgeplattete, Kammerabgüsse bilden; ihre Oberfläche ist glatt. Sie vergrössern sich allmälig bis zu der letzten Kammer, diese aber ist wiederum bedeutend kleiner.

Länge dieser Form 0·8 Millimeter, ihre grösste Breite 0·24 Millimeter.

Sie kommt nur sehr selten vor.

Nodosaria Lamarck sp.? Taf. VII, Fig. 70.

Dieser Schalenabguss besteht aus 7 in einer schwach gebogenen Linie aneinander gereihten Kammerabgüssen mit einer glockenförmigen Gestalt und glatten Oberfläche, welche allmälig an Grösse zunehmen. Die Spur der Schale selbst können wir noch ziemlich gut bemerken als einen lichten, ziemlich schmalen Rand um den Schalenabguss herum. Die Nähte zwischen den einzelnen Kammern scheinen nicht tief zu sein.

Länge der Schale 0·26 Millimeter, ihre grösste Breite 0·05 Millimeter.

Eine nicht häufig vorkommende Form.

Frondicularia Defrance sp.? Taf. VII, Fig. 71.

Der Abguss einer flachen Schale besteht aus 7 Kammerabgüssen, von denen der erste rund ist, die sechs folgenden aber reitende Schenkel haben. Ihre Oberfläche ist glatt und sie nehmen allmälig an Grösse zu, so dass der ganze Schalenabguss eine blattförmige Gestalt annimmt.

Die Länge der Schale gegen 0·1 Millimeter, ihre grösste Breite 0·05 Millimeter.

Diese Form kommt in den Krakauer Feuersteinen nur selten vor.

Marginulina D'Orbigny sp.? Taf. XIII, Fig. 72.

Schalenabguss mit schwach bemerkbaren Resten der Schale selbst, welcher aus sieben, allmälig an Grösse zunehmenden, schief-glockenförmigen Kammerabgüssen besteht; ihre Oberfläche ist glatt. Die Kammern sind in einer schwach gebogenen Reihe geordnet und die

Nähte zwischen denselben scheinen kaum bemerkbar zu sein. Das ganze Gehäuse hat eine keulenförmige Gestalt; die Mündung ist in einen kurzen Schnabel ausgezogen. Der bilaterale Marginulinen-Charakter ist am deutlichsten durch das Verschieben des die Kammern verbindenden Canals auf die dorsale Seite des Schälchens ausgeprägt.

Länge der Schale 0·8 Millimeter, ihre grösste Breite 0·14 Millimeter.

Eine seltene Form.

Cristellaria Lamarck sp.? Taf. XIII, Fig. 73.

Der Schalenabguss stellt sich in der Seitenansicht deutlich oval mit dem die Mündung tragenden scharf zugespitzten Ende dar und besteht aus vier Kammerabgüssen, welche sich um die fünfte runde Embryonalkammer involut an einander reihen. Ihre Gestalt ist schief keilförmig mit zwei convexen und einem concaven Rande. Die letzte Kammer übersteigt bedeutend alle anderen an Grösse.

Länge dieses Schalenabgusses 0·12 Millimeter, seine grösste Breite 0·07 Millimeter.

Gefunden in einem Feuersteine von Dębnik.

Cristellaria Lamarck sp.? Taf. XIII, Fig. 74.

Schalenabguss mit einem ovalen Umriss, welchen sieben involut um die runde Embryonalkammer geordnete, halbmondförmige, allmälig an Grösse zunehmende Kammerabgüsse bilden.

Seine Länge 0·22 Millimeter, seine grösste Breite 0·14 Millimeter.

Mehr oder weniger ähnliche Formen kommen nicht selten vor.

Cristellaria Lamarck sp.? Taf. XIII, Fig. 76.

Neun Kammerabgüsse, von denen die 3—4 ersten involut, alle anderen gestreckt in einer nur kaum bemerkbar gebogenen Reihe geordnet sind. Sie nehmen allmälig an Grösse zu; ihre Gestalt ist keilförmig mit abgerundeten Rändern, von denen zwei schwach convex und einer concav ist.

Länge des ganzen Schalenabgusses 0·5 Millimeter, seine grösste Breite 0·12 Millimeter.

Solche Formen kommen selten vor.

Cristellaria Lamarck sp.? Taf. XIII, Fig. 75.

Schalenabguss mit einer länglich elliptischen Seitenansicht, welcher aus 8 allmälig an Grösse, besonders an Länge zunehmenden Kammerabgüssen besteht. Diese sind schwach involut, in einer gebogenen Linie geordnet und alle treffen im Nabelpunkte des Schälchens mit ihren spitzigen Enden zusammen. Das die Mündung tragende Ende ist ziemlich scharf zugespitzt.

Länge der Schale gegen 0·3 Millimeter, ihre grösste Breite gegen 0·1 Millimeter.

Eine sich nur selten vorfindende Form.

Familie: *Rotalidae.*

Subfamilie: *Rotalinae.*

Von den Rotalinen liegen auch einige Schalenreste vor, leider aber, weil sie als Schalen selbst, nicht als Abgüsse derselben vorkommen, so schlecht erhalten, dass sogar eine generische Bestimmung unmöglich erscheint.

Foraminiferen, welche unbestimmbar sind und derer systematische Stellung unicher ist.

Taf. XIII, Fig. 77. Ein röhrenförmiges Gehäuse, ziemlich unregelmässig aufgerollt, zeigt eine, wie man in diesem Erhaltungszustande vermuthen kann, sandige Structur; das Röhrchen nimmt von seinem Anfangstheile allmälig an Breite zu. Dieser Anfangstheil ist nicht so deutlich, wie das zu wünschen wäre, bemerkbar, scheint aber ziemlich zugespitzt zu sein und frei nach aussen hervorzuragen.

Der Durchmesser des Röhrchens in dem Anfangstheile desselben, wo es noch gut bemerkbar, ist 0·08 Millimeter; seine grösste Breite am Ende 0·17 Millimeter.

Aehnliche Formen kommen nicht sehr selten in den Krakauer Feuersteinen vor, sind aber immer sehr mangelhaft erhalten.

Taf. XIII, Fig. 78. Schalenabguss eines sehr merkwürdigen Foraminiferen-Gehäuses, besteht aus kugeligen, gleichgrossen und mit glatter Oberfläche versehenen Kammerabgüssen, welche aber weit von einander entfernt sind und zwischen denen sich noch andere, bedeutend kleinere Kammerabgüsse befinden. Leider liegt mir nur ein Bruchstück der ganzen Schale mit nur zwei grösseren und zwei kleineren Kammerabgüssen vor.

Seine Länge 0·2 Millimeter; Durchmesser der Abgüsse der grösseren Kammern 0·05 Millimeter, der kleineren 0·02 Millimeter.

Nur einmal habe ich die Reste dieser sonderbaren Schale getroffen.

Uebersichts-Tabelle der oben beschriebenen Foraminiferen-Gattungen.

Gattung:	Subfamilie:	Familie:
1. *Spiroloculina D'Orbigny*, s. h.	*Miliolininae*	*Miliolidae*
2. *Articulina D'Orbigny*, z. h.	*Hauerininae*	
3. *Cornuspira Schultze (?)*, s. h.	*Peneroplidinae*	
4. *Reophax Montfort*, h.	*Lituolinae*	*Lituolidae*
5. *Haplophragmium Reuss*, s.		
6. *Textularia Defrance*, n. s.	*Textularinae*	*Textularidae*
7. *Nodosaria Lamarck*, z. h.	*Nodosarinae*	*Lagenidae*
8. *Frondicularia Defrance (?)*, s.		
9. *Marginulina D'Orbigny*, z. s.		
10. *Cristellaria Lamarck*, h.		
Genera indeterminata, n. s.	*Rotalinae*	*Rotalidae*

s. h. = sehr häufig; h. = häufig; z. h. = ziemlich häufig; n. s. = nicht selten; z. s. = ziemlich selten; s. = selten

Verzeichniss der in den Feuersteinknollen aus dem oberen Jura der Umgegend von Krakau aufgefundenen und bestimmten Gattungen der Spongien, Radiolarien und Foraminiferen.

Spongien:	Radiolarien:	Foraminiferen:
1. *Reniera Schmidt.*	13. *Sphaerozoum Meyen (?).*	27. *Spiroloculina D'Orbigny.*
2. *Axinella* „	14. *Cenosphaera Haeckel.*	28. *Articulina D'Orbigny.*
3. *Monilites Carter.*	15. *Staurosphaera* „	29. *Cornuspira Schultze an Ammodiscus an Spirillina.*
4. *Opetionella Zittel (?).*	16. *Acantosphaera Ehrbg. an Heliosphaera Haeck.*	30. *Reophax Montfort.*
5. *Tethya Lamarck.*	17. *Cenellipsis* „	31. *Haplophragmium Reuss.*
6. *Pachastrella Schmidt.*	18. *Ellipsoxiphus Dunkowski (?).*	32. *Textularia Defrance.*
7. *Stelletta* „	19. *Euchitonia Ehrbg.*	33. *Nodosaria Lamarck.*
8. *Toriscodermia nov. gen. Wiśniowski.*	20. *Podobursa nov. gen. Wiśniowski.*	34. *Frondicularia Defrance (?).*
9. *Megalithista Zittel.*	21. *Sphaerocalpis nov. gen. Wiśniowski.*	35. *Marginulina D'Orbigny.*
10 *Porocypelia Pom (Zitt. em.)*	22. *Cyrtocalpis Haeckel.*	36. *Cristellaria Lamarck.*
11. *Tremadictyon Zittel (?).*	23. *Archicapsa* „	
12. *Hyalostelia* „	24. *Podocapsa Rüst.*	
	25. *Tricolocopsa Haeckel.*	
	26. *Dictyomitra Zittel.*	

Inhaltsverzeichniss.

Tafel-Erklärungen.

Taf. XII.

Spongien.

Fig.	Erklärung	Fundort
Fig. 1, 2, 3, 4, 5	*Reniera Schmidt sp.?* Fig. 1, 2, 3, 4 Eigentliche Nadeln, alle ausser in Fig. 3 tief bräunlich gefärbt. Fig. 5 Axencanalabguss.	In allen Feuersteinen häufig.
„ 6	Hohlraum nach einem unbestimmbaren Skeletelemente.	Feuerstein von Mydlniki.
„ 7	*Axinella Schmidt sp.?*	Feuerstein aus dem Steinbruche unterhalb des Kościuszko-Hügels.
„ 8	*Monilites jurensis nov. sp. Wiśniowski.* Axencanalabguss noch mit Spuren der Kieselwand.	In allen Feuersteinen nicht selten.
„ 9, 10	Unbestimmbare Fleischnadeln. Fig 9 Axencanalabguss; Fig. 10 die Nadel selbst.	Feuersteine aus d. Steinbruche unterhalb d. Kościuszko-Hüg.
„ 11 *a*, 11 *b*, 11 *c*, 12	*Opetionella sp.? Zitt.* oder Einstrahler von *Tethya Lam. sp.? an Stelletta Schmidt sp.?* Fig. 11 *a, b, c.* stark modificirte Axencanalabgüsse mit noch kaum bemerkbaren Spuren der Kieselwand der Nadel in verschiedenen Vergrösserungen.	In allen Feuersteinen häufig.
„ 13, 14	*Tethya Lamarck sp.?*; polyaxile Gebilde.	In allen Feuersteinen nicht selten.
„ 15–19	*Pachastrella Schmidt sp.?*	In allen Feuersteinen häufig.
„ 20–26	*Stelletta Schmidt sp.?* ankerförmige und polyaxile Gebilde derselben. Fig 21 Skeletelement stark mit gelbbräunlicher Masse imprägnirt.	In allen Feuersteinen häufig.
„ 27–30	*Toriscodermia nov. gen. Wiśniowski sp?* Fig. 27—29 Axencanalabgüsse; Fig. 30 eigentliche Nadel.	In allen Feuersteinen häufig.
„ 31–34	Unbestimmbare polyaxile Gebilde der Tetractinelliden.	In allen Feuersteinen häufig.
„ 35	Oberflächennadel der Tetracladinen *gen.?*	Feuerstein aus dem Steinbruche unterhalb d. Kościuszko-Hügels.
„ 36	*a* und *b Megalithista Zitt sp.?*	Feuerstein aus dem Steinbruche unterhalb d. Kościuszko-Hügels.
„ 37	*Hyalostelia robusta nov. sp. Wiśniowski.*	Feuerstein von Dębnik.
„ 38–42	Verschiedengestaltige Nadeln der Hexactinelliden, sogenannte Fleischnadeln, Skeletkörper des Dermalskeletes und aus der Umkleidung der Magenhöhlungen etc. Fig. 38 und 41 nur Axencanalabgüsse.	Feuerstein von Dębnik.

Radiolarien.

Fig.	Erklärung	Fundort
„ 43	*Sphaerozoum hexaspiculum nov. sp. Wiśniowski.*	Feuerstein von Dębnik.
„ 44, 45	*Cenosphaera jurensis nov. sp. Wiśniowski.* In Fig. 44 ist die Kieselmasse in der Mitte der Gitterschale bräunlich gefärbt.	In allen Feuersteinen vorkommend.

Fig. 1—10, 13—17, 20, 22, 25, 27—29, 31—34, 37, 38, 41 und 42 sind in 68facher Vergrösserung; Fig. 11 *a*, 12, 19 in 27facher; Fig. 11 *b* in 54facher; Fig. 11 *c*, 39, 40, 43 in 136facher; Fig. 18, 21, 23, 24, 30, 36 *a* und *b* in 40facher; Fig. 26 in 184facher; Fig. 35 in 48facher; Fig. 44 in 90facher und Fig. 45 in 150facher Vergrösserung gezeichnet.

Taf. XIII.

Radiolarien.

Fig. 46 *Cenosphaera sp.?* Feuerstein von Dębnik.
„ 47 „ *megapora nov. sp Wiśniowski.* Feuerstein von Dębnik.
„ 48 *Staurosphaera sedecimporata Rüst var. elegans Wiśniowski.* „ „ „
„ 49 *Acantosphaera Ehrb. an Heliosphaera Haeck. sp.?* „ „ „
„ 50 Medullarschale einer polysphärisch. Astrosphaeride. „ „ „
„ 51 *Cenellipsis subsphaerica nov. sp. Wiśniowski.* „ „ „
„ 52 *Ellipsoxiphus (?) sp.?* Feuerstein von Dębnik.
„ 53 *Euchitonia sp.?* „ „ „
„ 54 *Podobursa Dunikowskii nov. gen. et nov. sp. Wiśniowski.* Feuerstein von Dębnik.
„ 55 *Sphaerocalpis Haeckelii nov. gen. et nov. sp. Wiśniowski.* „ „ „
„ 56 *Cyrtocalpis Etruscorum nov. sp. Wiśniowski.* „ „ „
„ 57 *Archicapsa Rüsti nov. sp. Wiśniowski* „ „ „
„ 58 *Podocapsa trigonia nov. sp. Wiśniowski.* „ „ „
„ 59 *Tricolocapsa deformis nov. sp. Wiśniowski.* „ „ „
„ 60 *Dictyomitra aperta Rüst var. calyciformis Wiśniowski.* „ „ „

Foraminiferen.

Fig. 61 *Spiroloculina D'Orbigny sp.?* In allen Feuersteinen sehr häufig.
„ 62 *Articulina* „ *sp?* „ „ „ häufig.
„ 63 *Cornuspira Schultze sp.? an Ammodiscus sp.? an Spirillina sp?* In allen Feuersteinen sehr häufig.
„ 64 *Reophax Montfort sp.?* „ „ „ vorkommend.
„ 65 „ „ „ Feuerstein von Dębnik.
„ 66 „ „ „ „ „ „
„ 67 *Haplophragmium Reuss sp.?* „ „ „
„ 68 *Textularia Defrance (?) sp.?* „ „ Podgórze.
„ 69 *Nodosoria Lamarck sp.?* „ „ der Anhöhe Sikornik.
„ 70 „ „ „ „ „ Mydlniki.
„ 71 *Frondicularia Defrance sp.?* „ „ „
„ 72 *Marginulina D'Orbigny sp.?* „ „ „
„ 73 *Cristellaria Lamarck sp.?* „ „ Dębnik.
„ 74 „ „ „ „ „ „
„ 75 „ „ „ „ „ Mydlniki.
„ 76 „ „ „ „ „ Dębnik.
„ 77 Unbestimmte Form. „ „ Mydlniki.
„ 78 „ „ „ „ Podgórze.

Fig. 46, 47, sind 220facher Vergrösserung; Fig. 48, 49, 51, 52, 54, 58, 74—76 in 90facher; Fig. 50, 53, 59, 71 in 150facher; Fig. 55—57 in 246facher; Fig. 61, 63, 70, 78 in 100facher; Fig. 62 in 75facher, Fig. 64, 66, 67, 72 in 60facher, Fig. 65 in 10facher, Fig. 68 in 140facher, Fig. 69, 77 in 38facher, Fig. 73 in 220facher Vergrösserung dargestellt.

Bemerkungen zur neueren Literatur über die westgalizischen Karpathen.

Von C. M. Paul.

Zwei inhalts- und umfangreiche Publicationen bereicherten im Laufe der letzten Monate unsere Literatur über die Sandsteingebilde der Karpathen.

Es sind dies „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau“ von Dr. E. Tietze (Jahrb. d. geol. R.-A. 1887, 3. u. 4. Heft) und „Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen“ von Dr. V. Uhlig (Jahrb. d. geol. R.-A. 1888, 1. Heft).

Diese Arbeiten bilden, insoweit sie sich auf karpathische Verhältnisse beziehen, die ergänzende Fortsetzung einer längeren Reihe von Publicationen, welche sich die Gliederung und Deutung auch jener ausgedehnten Karpathensandsteinmassen Ungarns, der Bukowina und Galiziens zur Aufgabe gestellt hatten, die, ausserhalb der stets allgemeineres Interesse erregenden sogenannten „Klippengebiete“ gelegen, bis dahin nur wenig Berücksichtigung gefunden hatten.

Diese Reihe, an die ich hier denke, begann mit meinen älteren kurzen Aufsätzen über die Karpathensandsteine des Saroser, Zempliner und Ungher Comitates (Jahrb. d. geol. R.-A. 1869, 2. H. und 1870, 2. H.), in denen ich meine ersten, allerdings in manchen Details noch unvollkommenen Gliederungsversuche mittheilte. Ich stand damals einem bis dahin noch ganz ungegliederten Chaos mysteriöser „Karpathensandsteine“ gegenüber, in denen zunächst die älteren Schichten von den jüngeren geschieden, eine relative Gliederung geschaffen werden musste. Diese erste Sichtungsarbeit war bei dem bekannten Petrefactenmangel und den verworrenen Lagerungsverhältnissen dieser Gebilde, die in Folge zahlreicher Longitudinal-Verwürfe und schiefgestellter Schichtensättel so häufig ein dem wirklichen relativen Niveau geradezu widersprechendes Bild darbieten, nicht immer eine ganz leichte und einfache; dass ich derselben, insoweit dies bei einem solchen ersten Versuche möglich war, im Ganzen und Grossen gerecht geworden bin, dürfte beispielsweise aus dem Umstande erhellen, dass Herr Dr. Uhlig heute nach 19 Jahren an dem von mir zuerst studirten und publicirten Durchschnitte von Sztebnik im Saroser Comitate, den der Genannte sehr richtig als „Normalprofil“ bezeichnet, bei seiner neuerlichen

Begehung nur solche unwesentliche Modificationen vornehmen konnte, durch welche, wie er selbst sagt, „die Hauptergebnisse nicht berührt werden“.[1])

Diese Arbeiten fanden ihre Fortsetzung in meiner Aufnahme des Kronlandes Bukowina (Jahrb. 1876), und in den Studien, die ich später gemeinsam mit meinem Collegen Herrn Dr. Tietze in Ostgalizien und einigen anderen Karpathengebieten durchführte (Jahrb. 1877 und 1879).

Es trat bei diesen Arbeiten nun schon mehr die Aufgabe in den Vordergrund, die, wenn auch nicht durchgehends, so doch der Hauptmasse nach in ihren relativen Niveaux erkannten Glieder stratigraphisch zu deuten. Es schien zu diesem Zwecke, da directe paläontologische Behelfe in den Nordkarpathen bekanntlich sehr selten geboten sind, als der rationellste, vor weitabführenden Irrthümern am besten schützende Weg, die Resultate, die in anderen, durch glückliche Petrefactenfunde besser aufgehellten Flyschgebieten (so namentlich Siebenbürgen, Schlesien, die ungarische Klippenzone etc.) gewonnen waren, auf die Gesammtheit der Zone anzuwenden. Dass wir auch hierbei mindestens in der wichtigsten und schwierigsten Hauptfrage, der Trennung der cretacischen von den alttertiären Gliedern, das Richtige trafen, wurde durch mehrfache spätere Petrefactenfunde, so die Fossilfunde zu Spas im Dniesterthale, die Inoceramenfunde in Westgalizien und später auch in Ostgalizien, die Ammonitenfunde am Livocs bei Jaslo etc. in erfreulichster Weise bestätigt.

Leider sollte aber die ruhige und stetige Entwicklung unserer jungen Flysch-Geologie bald mannigfache Störungen erleiden.

Es wurden, zur Beschleunigung der Arbeiten, von Seite unserer geologischen Reichsanstalt ausser Herrn Dr. Tietze und mir einige jüngere Kräfte den Aufnahmen in den Karpathen zugetheilt, und auch zahlreiche einheimische Forscher wendeten nun ihre Thätigkeit diesem Gegenstande zu.

Fussten nun auch die meisten dieser Autoren in ihren ersteren Arbeiten fortbauend und ergänzend auf der von uns geschaffenen Basis, so machte sich doch bei Manchen bald das Bestreben bemerklich, aus ihren speciellen, meist ziemlich engbegrenzten Aufnahms- und Untersuchungsgebieten heraus eine eigene Karpathensandstein-Stratigraphie construiren zu wollen.

Die Natur des Gegenstandes, die ja bei der Seltenheit unverrückbarer Anhaltspunkte wirklich der individuellen Auffassung zuweilen einigen Spielraum lässt; die bei unserer Anstalt herrschende Gepflogenheit, den einzelnen Aufnahmsgeologen möglichste Freiheit der wissenschaftlichen Thätigkeit zu gewähren; das bei jüngeren Forschern so begreifliche Bestreben, durch Originalität der Anschauungen die eigene Individualität zur Geltung zu bringen; die auf allzu geringes Maass reducirte Cooperation der Geologen; endlich bei unseren Fachgenossen polnischer Nationalität wohl auch zuweilen etwas Voreingenommenheit gegen die Thätigkeit „Fremder“ in ihrem Lande — solche und ähnliche Gründe wirkten zusammen, um die organische Entwicklung der

---

[1]) Ergebn. Jahrb. 1888, 1. H., pag. [121].

in Rede stehenden Disciplin zu hemmen, und die bezügliche Literatur für den grossen Kreis der dem Gegenstande etwas ferner stehenden Fachgenossen zu einem unerquicklichen und schwer zu entwirrenden Chaos widerstreitender Anschauungen zu gestalten. Wiederholt hörte ich im mündlichen Verkehre die Klage laut werden, dass man sich in der Karpathensandstein-Geologie kaum mehr zurechtfinden könne, dass es mit unverhältnissmässigem Aufwande an Zeit und Mühe verbunden sei, das sicher Constatirte, das man etwa für Lehrvorträge, Handbücher oder wirthschaftliche Zwecke verwerthen könnte, aus dem grossen Wuste des Controversen herauszufinden.

Um dieser Schwierigkeit einigermassen zu begegnen, hielt ich es für zweckmässig, von Zeit zu Zeit in kürzeren Aufsätzen (Jahrb. 1883 und Verh. 1886, Nr. 6) eine gedrängte Darstellung der Stadien, auf welche unsere Kenntniss des in Rede stehenden Gegenstandes in Folge der fortschreitenden Untersuchungen gelangt waren, sowie des Standes der bezüglichen Fragen und Controversen zu geben.

Da nun durch die beiden obenerwähnten Arbeiten von Tietze und Uhlig wieder ein grosses und wichtiges Stück des Karpathensandstein-Gürtels in Behandlung gezogen ist, so dürfte eine ähnliche kurze Uebersicht der in diesen Arbeiten vertretenen Anschauungen wohl an sich schon nicht überflüssig erscheinen; da diese Arbeiten aber auch, obwohl nahezu gleichzeitig erschienen und aneinander grenzende Gebiete behandelnd, untereinander in manchen wichtigen Punkten in grellem Widerspruche stehen, so ist eine solche Erörterung zur Hintanhaltung oder doch wenigstens Verminderung der hierdurch neuerlich in der Literatur entstehenden Verwirrung wohl umso dringender geboten.

Dass ich hierbei auch meinen eigenen, nicht überall gewürdigten Antheil an der Entwicklung der Kenntniss unseres Gegenstandes zu wahren suchen werde, dürfte mir wohl auch von keinem Billigdenkenden verübelt werden.

Tietze behandelt in seiner Arbeit[1]) die Karpathengebiete der Gegend von Andrychau und Wadowice am Skawaflusse, ferner das Wassergebiet des Rabaflusses bei Myslenice und Dobczyce südlich und südöstlich von Wieliczka; Uhlig die unmittelbar östlich daran anschliessende Gegend südlich von Bochnia und Pilsno, die Gegenden von Neu-Sandec, Ciężkowice, Gorlice etc., sammt den angrenzenden Partien des Saroser Comitates in Nordungarn. Einige von mir aufgenommene Gegenden liegen als Enclaven in diesem Gebiete und wurden von Uhlig, insoweit als nöthig, der Vollständigkeit wegen mit in Berücksichtigung gezogen.

Tietze gibt vor der Detailbeschreibung, Uhlig nach derselben eine allgemeine Uebersicht der das Gebiet zusammensetzenden Formationen und Facies, und diese Theile der betreffenden Abhandlungen

[1]) Ich werde die hier in Rede stehende Arbeit Tietze's: „Die geogn. Verh. d. Gegend v. Krakau, 1887" im Contexte der vorliegenden Mittheilung der Kürze wegen einfach mit T.; die Arbeit Uhlig's: „Ergebnisse geol. Aufn. in den westgaliz. Karpathen, 1888" mit U. citiren.

sind es zunächst, die untereinander, sowie mit älteren Publicationen verglichen werden sollen.

Wir beginnen mit den Bildungen der unteren Kreideformation, da die älteren, bei Tietze behandelten Formationen theils ausserkarpathischen Gebieten angehören, theils (wie die Jurabildungen) klippenförmig auftreten, und somit mit den hier in Erörterung gezogenen Flysch- oder Karpathensandsteingebilden nicht in organischem Zusammenhange stehen.

Tietze, dessen Gebiet zum grössten Theile mit dem von Hohenegger und Fallaux auf ihrer bekannten „Karte des ehemaligen Gebietes von Krakau etc.“ (Wien 1866) dargestellten zusammenfällt, acceptirt im Allgemeinen in Bezug auf Kreidebildungen die von den genannten Autoren eingeführte Gliederung, mit der Modification, dass auf seiner Karte die drei Hohenegger'schen Glieder: Untere Teschener Schiefer, Teschener Kalke und obere Teschener Schiefer, zusammengezogen werden. Die „Wernsdorfer Schichten“ werden von diesen getrennt, die schiefrigen Partien der Godulasandsteine unter der Bezeichnung „Ellgother Schichten“ (in dem Sinne, wie ich es [Jahrb. 1887, 2. H., pag. 328] vorgeschlagen hatte) ausgeschieden. Die Bezeichnung „Ropiankaschichten“, unter welcher wir bisher alle in der Flyschfacies auftretenden Bildungen der unteren Kreide zusammengefasst hatten, vermeidet Tietze in der Uebersicht und auf dem Farbenschema der Karte, wendet sie jedoch im Contexte der Localbeschreibungen häufig an. Auf Tietze's Karte sind demnach unterschieden: Neocome Karpathensandsteine, Wernsdorfer Schichten, Ellgother Schichten, Godulasandstein, Izstebener Schichten (T., pag. 462 [40] bis 466 [44]).

Uhlig (U., pag. 220 [138]) unterscheidet: 1. Neocom in schlesischer Ausbildungsweise; 2. Neocome oder höchst wahrscheinlich neocome Inoceramenschichten von der Facies der sogenannten Ropiankaschichten; 3. Inoceramenschichten des Berglandes oder Ropaschichten, deren nähere Stellung in der Stufenfolge der Kreidebildungen noch nicht genau fixirt ist. Endlich „Mittlere (und obere) Kreide, Aequivalent des Godula- und Izstebnasandsteines, des Jamnasandsteines und der Spaser Schiefer“.

Die Abtheilungen 1. bis 3. hatte ich bisher in meinen dieselben oder angrenzende Gegenden behandelnden Notizen unter der weiteren Bezeichnung „Ropiankaschichten“ zusammengefasst, was Herrn Dr. Uhlig zu einigen abfälligen Bemerkungen Veranlassung gibt. Der Gegenstand scheint mir an sich nicht belangreich genug, um die ausführlichen polemischen Erörterungen, die Herr Dr. Uhlig demselben widmet, in ähnlicher Weise zu erwidern. Was die Abtheilungen 1. und 2. betrifft, so herrscht über die stratigraphische Deutung derselben zwischen Herrn Dr. Uhlig und mir keine Meinungsverschiedenheit. Wenn Herr Dr. Uhlig in Bezug auf die petrographischen Eigenschaften derselben mehr die unterscheidenden, ich mehr die gemeinsamen und verbindenden Merkmale sah und berücksichtigte, so ist dies so sehr Sache der individuellen Anschauung, dass sich darüber nicht streiten lässt.

Auch will ich durchaus nicht dagegen ankämpfen, dass ein älterer weiterer Begriff später in Folge der fortschreitenden Detailstudien in facielle Unterabtheilungen gebracht werde. Nur sollten diese Untertheilungen auch nur als solche in die Wissenschaft eingeführt werden,

und man sollte vermeiden, durch willkürliche Uebertragung der Namensbezeichnung des älteren weiteren Begriffes auf einen engeren die Sachlage zu verwirren, und gegen die Anwendung dieses Namens in seinem ursprünglichen weiteren Sinne zu polemisiren.

Was nun Uhlig's 3. Abtheilung (die „Ropaschichten") betrifft, so habe ich die Gründe, die gegen eine Abtrennung derselben vom neocomen Flysch (meinen Ropiankaschichten) sprechen, wiederholt (zuletzt Verh. 1886, Nr. 6) auseinandergesetzt. Uhlig gibt auch jetzt zu, dass die von mir angeführten „Wahrscheinlichkeitsbeweise" „gewichtiger Natur" sind, will die Trennung jedoch aufrechterhalten wissen, „solange die Möglichkeit, dass die Schichten von Ropa, etwa wie die bekannte Pietraforte der Apeninnen einen Theil der oberen Kreide repräsentiren, in das Bereich der Möglichkeit gehört". Dagegen lässt sich nun theoretisch allerdings nichts einwenden. In praxi aber liegt die Sache doch etwas anders. Da fehlen nämlich leider alle constanten Unterscheidungsmerkmale. Was zunächst die Petrographie betrifft, so kann man wohl vielleicht mit gutem Willen zwischen den Uhlig'schen Abtheilungen 1 und 2 einen Unterschied herausfinden; zwischen 2 und 3 aber entschieden nicht. Man vergleiche diesbezüglich nur die Beschreibungen, die Uhlig (pag. 215) von seinen Ropaschichten und später (pag. 219) von den Ropiankaschichten (in seinem engeren Sinne) gibt. Es sind beides ausgesprochene Flyschbildungen, Wechsellagerungen von schaligen, hieroglyphenführenden Kalksandsteinen mit graublauen Schiefern und Thonen. Selbst die Fucoidenmergel sind beiden gemeinsam, wenn auch am Nordrande entwickelter. Beide gleichen, wie auch Uhlig wiederholt erwähnt, den alttertiären „oberen Hieroglyphenschichten" zuweilen zum verwechseln; wie kann also zwischen ihnen selbst ein typischer Unterschied bestehen? Was die Fossilführung betrifft, so lieferten beide Bildungen bis jetzt (ausser einem unbestimmbaren Phylloceras) nur unbestimmbare Inoceramen, die sich ausserdem noch zugestandenermassen in beiden Abtheilungen „sehr nahe stehen". In tectonischer Beziehung ist das Auftreten als relativ tiefstes Glied karpathischer Aufbruchswellen bei beiden Bildungen das gleiche. An was für ein Unterscheidungsmerkmal hält man sich also in der Natur zur Trennung der beiden Bildungen, wenn Petrographie, Paläontologie und Tectonik keines bieten? Es bleibt dann nur mehr das allerbedenklichste, das räumliche Vorkommen, und man kommt damit zu folgendem Aufnahmsvorgang: wenn man im Flysch des karpathischen Hügellandes einen Inoceramus findet, so zeichnet man Ropiankaschichten ein; findet man den Inoceramus im Flysch des Berglandes, so zeichnet man Ropaschichten ein. In dieser Weise verursacht die Ausscheidung nun freilich keine Schwierigkeiten, und schaden kann sie ja endlich auch nichts; einen besonderen Werth sollte man aber auf dergleichen doch nicht legen.

Uebrigens enthält die in Rede stehende Arbeit Uhlig's, wie ich hier anerkennend constatiren muss, eine solche Fülle werthvoller Beobachtungsthatsachen, so viel wirklichen Fortschritt, dass man dergleichen Nebensächlichkeiten gerne mit in Kauf nimmt. Als besonders wichtig möchte ich hier den auf paläontologische Gründe gestützten Nachweis hervorheben, dass die Neocombildungen von Okocim, Bochiniec, Porąbka, Zilinkabach und die älteren Schichten von Rżegocina den schlesischen

Grodischter Schichten (Stufe von Hauterive, Mittel-Neocom), die Schichten von Rybie, Kamienna, die jüngeren Neocomschichten von Rżegocina, ferner die Localitäten Rajbrot, Wola stróżka, Filipowice, Biesnik, Brzozowa, Liwocz den schlesischen Wernsdorfer Schichten (Barrémien) entsprechen.

Noch belangreicher für das Verständniss unserer westgalizischen Nordkarpathen ist der Standpunkt, auf welchen Uhlig nun in Bezug auf die höheren Kreidebildungen gelangt, oder vielmehr zurückgekehrt ist.

Uhlig hatte bekanntlich durch längere Zeit die massig-mürben Sandsteine seiner westgalizischen Aufnahmsgebiete insgesammt für oligocän erklärt, die Existenz massiger Sandsteine mittel- oder obercretacischen Alters (unserer alten sogenannten „mittleren Gruppe der Karpathensandsteine") in diesen Gebieten vollständig abgeleugnet. Eine natürliche Consequenz dieser Anschauung war es, dass später sogar das cretacische Alter der Hohenegger'schen „Istebnasandsteine" vorübergehend in Zweifel gezogen wurden.

Stets gewöhnt, meine Ansichten nicht auf einzelne herausgerissene Gebietstheile, sondern auf die Verhältnisse des gesammten karpathischen Sandsteingebirges zu basiren, habe ich diesen Standpunkt nie getheilt und gegen denselben mündlich und schriftlich — leider aber immer erfolglos — angekämpft.

Nun hat sich aber die Sache glücklicherweise zum Besseren gewendet. Durch Niedzwiedzki's Ammoniten- und Inoceramenfunde bei Mętniow und Choragwice [1]), sowie durch die eingehenden tectonischen Studien Uhlig's in seinem Gebiete erscheint es nunmehr festgestellt, „dass in Westgalizien das Aequivalent der Godula- und Istebnasandsteine in einer Facies entwickelt ist, welche von der der alttertiären Ciężkowicer Sandsteine nicht zu unterscheiden ist" (U., pag. 222 [140]).

Es ist hiermit, wie ich mit Befriedigung constatiren kann, der von mir stets unverrückt festgehaltene, so vielfach angefeindete Standpunkt endlich als der richtige erkannt, und es verdient Anerkennung, dass Herr Dr. Uhlig seine Rückkehr zu demselben ohne die bei manchen Autoren in solchen Fällen sonst so beliebten stylistischen Abschwächungsversuche in klarer und unumwundener Weise betont.

Die in Westgalizien so weitverbreiteten massig-mürben Sandsteine, die man bisher „Cziężkowicer Sandsteine" nannte, werden sonach nun in zwei Abtheilungen, eine cretacische und eine alttertiäre, zerlegt.

Die erstere (die cretacische), wie Uhlig vorschlägt „Tomaškowicer Sandstein" zu nennen, scheint mir durchaus unzulässig, und würde wieder zu den bedauerlichsten Verwirrungen führen, da gerade Tomaškowice eine Localität ist, deren Zugehörigkeit zum Alttertiär nach unseren dermaligen Kenntnissen kaum bezweifelt werden kann (vergl. T., pag. 711 [289] und folg.). Es würde sich vielmehr empfehlen, diesen cretacischen Theil „Mętniower Sandstein" zu nennen, während für den alttertiären der Name „Cziężkowicer Sandstein" beibehalten werden könnte.

---

[1]) Beitr. zur Kenntniss d. Salzform. v. Wieliczka und Bochnia. Lemberg 1884.

Vergleichen wir nun diese Gliederung mit der im westlich angrenzenden Gebiete von Herrn Dr. Tietze durchgeführten.

Was zunächst die untere Kreide betrifft, so deckt sich Tietze's „neocomer Karpathensandstein“, der einer Zusammenfassung der unteren Teschener Schiefer, Teschener Kalke und oberen Teschener Schiefer entsprechen soll, nicht mit Uhlig's „Neocom in schlesischer Ausbildungsweise“, da dieses ja, wie erwähnt, höheren schlesischen Gliedern, den Grodischter und Wernsdorfer Schichten, äquivalent ist. Als genaueres Aequivalent des Tietze'schen neocomen Karpathensandsteins könnte dann nur Uhlig's Abtheilung 2 (Fleckenmergel und Inoceramenschichten des Hügellandes) gelten, nachdem an einer Stelle (bei Porąbka, U., pag. 215 [133]) diese unter das „Neocom in schlesischer Ausbildungsweise“ einfallen. Es muss aber hierbei bemerkt werden, dass die petrographische Charakterisirung, die Tietze (T., pag. 462 [40]) von seinem „neocomen Karpathensandstein“ gibt, mit der der Uhlig'schen Fleckenmergel (U., pag. 214 [132]) sehr wenig gemein hat.

„Dunkle, bituminöse Schiefer, stellenweise mehr oder weniger mit Sandsteinbänken wechsellagernd, oder auch Knauernzüge von Thoneisenstein enthaltend, setzen die auf meiner Karte als neocome Karpathensandsteine zusammengefassten Gebilde zusammen. Eine besonders durch Cidariten und Belemniten bezeichnete, aus feineren kantigen Fragmenten bestehende Breccie, auf deren Anwesenheit in den oberen Teschener Schiefern schon Hohenegger hingewiesen hatte, spielt vornehmlich in der Gegend von Wieliczka eine nicht unwichtige Rolle als Einlagerung in den Schiefern.“ So beschreibt Tietze seine Gesteine, während Uhlig von dem seine Abtheilung 2 zusammensetzenden Schichtensysteme sagt: „Es besteht aus einer Wechsellagerung von hellen, zuweilen selbst weissen, kalkigen Fleckenmergeln mit zahlreichen Fucoiden und den bekannten grauen Flecken und dünnschichtigen oder bankigen, selten dickschichtigen Sandsteinen.“ Im weiteren Contexte erwähnen zwar beide Autoren auch kieseligere Ausbildung ihrer Gesteine, doch scheint mir trotzdem bei unmittelbar aneinanderstossenden Gebieten der erwähnte petrographische Unterschied doch zu bedeutend, um eine genaue Aequivalenz der beiden Ausscheidungen für sicher halten zu können.

Wahrscheinlicher erscheint es mir, dass die Aequivalente des tieferen Neocoms (der Teschener Schiefer und Kalke) in Folge gegen Osten abnehmender Energie der Faltenbildung in Uhlig's Terrain wirklich nicht, oder nur in sehr geringer Entwicklung auftreten, wie auch Uhlig (U., pag. 214 [132]) vermuthet.

Wenn aber angenommen werden kann, dass in einem Gebiete nur die höheren Schichten eines zusammengehörigen Complexes an der Oberfläche erscheinen, so ist dagegen das Gegentheil dieses Verhältnisses nicht gut denkbar. Wenn in Schlesien und in Uhlig's Gebiete die Wernsdorfer Schichten mächtig und paläontologisch sichergestellt auftreten, so können sie auch in dem dazwischen liegenden Gebiete Tietze's überall dort nicht fehlen, wo überhaupt Neocom-Aufbrüche in grösserer Entwicklung constatirbar sind. Tietze scheidet auch auf seinem westlichen Kartenblatt III (Taf. XVIII, Umgeb. von Wadowice) Wernsdorfer Schichten aus, auf seinem Blatt IV (Taf. XIX, Umgeb. von

Wieliczka, Myslenice, Dobczyce) aber nicht, und doch enthält dieses Blatt die directe westliche Fortsetzung jener Gebiete, in denen Uhlig die Aequivalente der Wernsdorfer Schichten paläontologisch nachwies. Kann nun nach aller wissenschaftlichen Wahrscheinlichkeit das Fehlen dieses Niveaus auf dem Gebiete dieses Tietze'schen Kartenblattes nicht angenommen werden, so muss es hier unter der allgemeineren Bezeichnung „neocomer Karpathensandstein“ mit inbegriffen sein. Tietze gibt diese Möglichkeit auch selbst zu (T., pag. 464 [42]), wodurch aber der Uebelstand nicht beseitigt wird, dass die Ausscheidung „neocomer Karpathensandstein“ auf Blatt IV einen anderen Sinn und Umfang besitzt, als auf Blatt III, was doch immer eine etwas missliche Eigenschaft einer geologischen Karte bleibt.

Das sind indessen Differenzen mehr formeller Natur; eine weit ärgere Verwirrung stellt sich leider bei der Betrachtung der jüngeren Etagen ein.

Uhlig trennt, wie oben erwähnt, die in dem Hügellande seines Gebietes über dem Neocom folgenden massig-mürben Sandsteine in einen cretacischen und einen alttertiären Theil, während Tietze die Fortsetzung dieser Sandsteine in seinem Gebiete durchaus als oligocänen Grodecker (Cziężkowicer) Sandstein einzeichnet. Und noch mehr als das — er betrachtet auch diesen Cziężkowicer Sandstein nicht als ein tieferes Glied des Alttertiär, sondern als ein Aequivalent, eine blosse facielle Abänderung des Magurasandsteins, also des höchsten Alttertiärgliedes (T., pag. 473 [51]).

Da stehen wir nun vor einer Divergenz in Bezug auf das absolute, wie auf das relative Niveau, vor zwei durchaus verschiedenen Auffassungen des Gebirgsbaues. Jeder Versuch, diese in Einklang bringen zu wollen, wäre vollkommen vergeblich, es kann hier nur einer der Autoren Recht, der andere Unrecht haben.

Seit zwei Decennien nahezu ausschliesslich mit dem Studium der karpathischen Sandsteingebilde beschäftigt und einen Theil der hier in Betracht kommenden Gebiete aus eigener Anschauung kennend, glaube ich wohl nicht ganz unberufen, ja vielleicht sogar einigermassen verpflichtet zu sein, zu dieser wichtigen Frage Stellung zu nehmen; denn man erweist ja schliesslich dem Fortschritte einen schlechten Dienst, wenn man jede retrograde Bewegung ruhig gewähren lässt.

Was zunächst die Parallelisirung des Cziężkowicer Sandsteines mit dem Magurasandstein betrifft, so haben die wiederholten und detaillirten Beobachtungen Uhlig's im Liwocs- und Brzankagebirge (die ich zum Theile auch aus persönlicher Anschauung bestätigen kann) mit zweifelloser Evidenz nachgewiesen, dass der Cziężkowicer Sandstein hier inmitten eines Antiklinal-Aufbruches, dessen tiefster Theil durch das bekannte Neocomvorkommen des Liwocs bezeichnet ist, auftrete, woraus sich ergibt, „dass die oberen Hieroglyphenschichten nördlich und südlich vom Brzankazuge geologisch jünger sein müssen, als die am Aufbruch betheiligten massig-mürben Sandsteine“ (U., pag. 152 [70] bis 158 [76]).

Genau dasselbe tektonische Verhältniss ergab sich bei Pogwisdow in der Gegend von Bochnia (U., pag. 109 [27]).

Es sind dies so beweiskräftige Beobachtungsthatsachen, dass angesichts derselben wohl nicht daran gedacht werden kann, den Cięzkowicer Sandstein als eine Facies des Magurasandsteines, der ja, wie allgemein bekannt und zugegeben, jünger als die „oberen Hieroglyphenschichten" ist, zu betrachten.[1])

Anlangend die zweite Frage, ob ein Theil dieser Sandsteine cretacisch sei, so sollte dieselbe eigentlich nach Niedzwiedzki's oben erwähnten Funden von Kreidefossilien bei Mietniow als entschieden angesehen werden; Tietze gibt dies jedoch nicht zu. Er hat das alttertiäre Alter des Sandsteines von Tomaśkowice nachgewiesen; er kann den Sandstein von Mietniow von diesem nicht unterscheiden und trennen; folglich können, so meint er, Niedzwiedzki's Fossilien nicht aus dem Mietniower Sandstein stammen, für ein cretacisches Alter desselben nicht beweiskräftig sein. Das sind nicht Tietze's Worte; aber es ist der kurze Sinn der langen Erörterung, die der Genannte diesem Gegenstande widmet (T., pag. 713 [291] et s.).

Die Identität der Sandsteine von Tomaśkowice und Mietniow nun ist, obwohl durch die Nähe der beiden Localitäten und die Aehnlichkeit der Gesteine anscheinend einigermassen wahrscheinlich, doch in Wirklichkeit durch gar nichts erwiesen. Die beiden Sandsteinaufschlüsse hängen zunächst nicht unmittelbar zusammen; Tietze sagt darüber selbst nach Schilderung des Aufschlusses von Tomaśkowice: „Es ist sehr zu bedauern, dass die Aufschlüsse in dieser Gegend nicht besser untereinander im Zusammenhange stehen. Das empfindet man namentlich, wenn man vom oberen Theile der bisher verfolgten Schlucht östlich abbiegt, in der Richtung nach Mietniow. An dem Abhange, auf dem man sich hier bewegt, ist stellenweise nichts entblösst. Nach einer Weile kommt man jedoch zu einem zwischen seinen Halden versteckt gelegenen Steinbruche etc."

Es ist dies der Steinbruch, in welchem Niedzwiedzki's Mietniower Sandstein gebrochen wird. Vergleichen wir nun Tietze's Angaben über diese Sandsteine, so finden wir den Tomaśkowicer Sandstein „sehr steil geschichtet bei südlichem Fallen der in Stunde $4^1/_2$ streichenden Schichten"; vom Mietniower Sandstein wird gesagt: „Die Lagerung ist ziemlich flach bis auf eine schwache Neigung dem Gebirge zu; genauer gesagt, findet das Streichen in Stunde 9, das Fallen nach SW. statt." Wir sehen also da trotz der Nähe der Aufschlüsse zu einander ziemlich merkliche Unabhängigkeit des Streichens und Verflächens. Petrographisch ist der Sandstein von Mietniow „durchschnittlich fester als der Sandstein von Tomaśkowice". Ein ziemlich auffallender Unterschied liegt aber in den, die beiden Sandsteine begleitenden Schieferlagen. Vom Mietniower Sandstein heisst es: „Zwischen den mächtigen Sandsteinbänken liegen sehr dünnschichtige, weiss und dunkel gestreifte sandige Schiefer eingeschaltet, in welchen wiederum feine Lagen von Glanzkohle enthalten sind." Solche Schiefer haben nun wohl sicher nichts gemein mit den fischschuppenführenden Menilitschiefern und rothen Thonen, die mit dem Tomaśkowicer Sandstein verbunden

---

[1]) Es ist für diese Specialfrage gleichgiltig, dass Uhlig die Bezeichnung „Obere Hieroglyphen-Schichten" im engeren Sinne anzuwenden pflegt, als Tietze und ich.

sind. Wäre die Isopie der beiden Bildungen aber auch wirklich eine vollständigere, als sie es thatsächlich ist, so würde dies doch nichts beweisen können, da diese Sandsteine andererseits auch den Istebner Sandsteinen Schlesiens, deren cretacisches Alter ja nun von Niemandem mehr bezweifelt wird, in auffallender Weise gleichen. Sogar dieselben exotischen Blöcke sind allen diesen Sandsteinen gemeinsam.

Man wird hiernach mindestens soviel zugeben müssen, dass die Möglichkeit einer stratigraphischen Verschiedenheit der Sandsteine von Tomaśkowice und Mietniow nicht als ausgeschlossen betrachtet werden durfte.

Es kommen nun noch Niedzwiedzki's Fossilfunde hinzu.

Tietze findet die Gesteine, in welchen die ihm zur Ansicht übermittelten Fossilreste enthalten sind, verschieden von jenen, die er selbst als Zwischenlagen im Mietniower Sandstein beobachten konnte, und schliesst daraus, dass dieselben wohl sämmtlich nur auf Halden gesammelt wurden und nicht aus dem Mietniower Sandsteine oder dessen Zwischenlagen selbst herstammen.

Es ist nun vor Allem ganz gut möglich, dass Tietze die versteinerungführenden Zwischenlagen des Sandsteines trotz sorgfältigster Untersuchung aus dem einfachen Grunde nicht sah, weil dieselben, vielleicht nur sehr geringmächtig, durch den fortschreitenden Steinbruchbetrieb zur Zeit seiner Anwesenheit abgebaut, verstürzt oder sonstwie unzugänglich waren. Dass diese eine etwas andere petrographische Beschaffenheit zeigten, als die von Tietze beobachteten Zwischenlagen, kann gegen eine solche Möglichkeit nicht sprechen, da ja, wie jedem Karpathengeologen bekannt ist, die fossilführende Facies auch innerhalb desselben Niveaus von der fossilleeren stets petrographisch merklich verschieden zu sein pflegt.

Wir brauchen uns aber zur Beurtheilung dieser Frage nicht an solche blosse Möglichkeiten zu halten.

Niedzwiedzki sagt (l. c. pag. 16) über diesen Gegenstand wörtlich: „In diesen thonigen Zwischenlagen des dickbankigen Sandsteines fand ich nun kleine Bruchstücke von Ammonitidenschalen, und nachdem ich darauf hin den umliegenden Haldenschutt sorgfältig durchsucht, war ich so glücklich, ausser weiteren Bruchstücken von unbestimmbaren Ammonitiden auch einen, wenn auch stark beschädigten, aber doch mit Resten der faserigen Schale versehenen und also ganz unzweifelhaften Inoceramus aufzufinden."

Dies scheint mir nun wohl deutlich genug zu sein. Es handelt sich in diesem Falle nicht um Ansichten, Deutungen, Schlussfolgerungen oder sonst um irgend etwas, was möglicherweise controvers sein kann; hier ist in klarer und nicht misszuverstehender Weise gesagt, dass die ersten Funde in den Zwischenlagen des Sandsteines selbst, die folgenden erst auf den Halden gemacht wurden, und damit die Frage entschieden. Da noch zweifeln zu wollen, hiesse nicht die Capacität, sondern die Ehrlichkeit eines Autors in Frage ziehen, wenn man das auch noch so sehr durch dialektische Wendungen zu verhüllen sucht.

Zu einem solchen Vorgehen ist man aber durchaus nicht berechtigt in einem Falle, in welchem gar keine positive, mit der Angabe wirklich unvereinbare Beobachtungsthatsache vorliegt.

Aber auch Tietze's eigene Beobachtungen in der weiteren östlichen Erstreckung der hier in Rede stehenden Sandsteinbildungen sprechen nicht durchgehends für dessen Deutung und Einzeichnung derselben.

Ich will hierfür nur ein Beispiel anführen. Bei Slupia westlich vom Tarnawabache wird ein dickschichtiger mürber Sandstein angegeben, der St. 7 streicht und nördlich einfällt. Südlich von demselben (in seinem Liegenden) tritt Neocom (Ropiankaschichten) auf. Nördlich von demselben (also bei ungezwungener Deutung in seinem Hangenden) werden Schiefer und rothe Thone angegeben, die den „oberen Hieroglyphenschichten" (also dem tieferen Theile des Alttertiär) entsprechen. (T., pag. 744 [322]). Tietze sagt zwar von diesen Bildungen, dass sie „ebenfalls in das Liegende des Sandsteines zu gehören scheinen", ohne aber zur Stütze dieser Annahme irgend eine Fallrichtung anzugeben. Was sich hier der unbefangenen Beurtheilung darbietet, ist also eine regelmässige Aufeinanderfolge von Neocom, massigem Sandstein und tieferem Alttertiär; und in dieser Reihe müsste nach Tietze's Auffassung das mittlere Glied als das jüngste angesehen werden, was doch eine etwas gewaltsame Deutung wäre.

Es ist hierbei auch zu berücksichtigen, dass die Schichten hier nördlich fallen. Die durch die allbekannte karpathische Schuppenstructur bedingten schiefen Falten sind durchaus nach Norden übergeneigt und zeigen daher südliches Schichtenfallen. Wo man in der Karpathensandsteinzone nördliches Fallen findet, hat man es daher nicht mit einer überschobenen, sondern mit einer regulären Lagerfolge zu thun.

Ich könnte noch an einer Reihe von Beispielen zeigen, zu was für sonderbaren und gewaltthätigen tektonischen Annahmen die einseitige Auffassung der massig-mürben Sandsteine Westgaliziens als durchaus oberoligocän führen müsste, will es jedoch an dem Gesagten genug sein lassen. Jedenfalls kann es nach den vorstehenden Erwägungen, die ich natürlich hier nicht des Weiteren ausführen, sondern nur kurz andeuten konnte, für mich keinem Zweifel unterliegen, dass Uhlig's jetziger Standpunkt in dieser Frage der richtige, die Darstellung dieses Gegenstandes auf Tietze's Karte dagegen irrig ist.

Dass Niedzwiedzki einen ebensolchen Fehler beging, indem er umgekehrt den Tomaškowicer Sandstein, ohne Kenntniss oder Berücksichtigung der das alttertiäre Alter desselben erweisenden Umstände mit dem Mietniower Sandstein zusammen als Albien erklärte, ist selbstverständlich.

Was die Alttertiär-Bildungen betrifft, so unterscheidet Tietze, in Uebereinstimmung mit unserer älteren Gepflogenheit, zwei stratigraphische Abtheilungen, eine untere, die „oberen Hieroglyphenschichten", und eine obere, den „Magurasandstein". Neben diesen werden noch als facielle Abänderungen Cziężkowicer (Gródeker) Sandstein, Menilitschiefer und „oligocäne Schiefer und Thone im Allgemeinen" zur Ausscheidung gebracht.

Dass der Cziężkowicer Sandstein nicht in die obere, sondern in die untere Abtheilung gehört und der Mietniower Sandstein

von demselben abgetrennt werden müsse, wurde bereits in den vorhergehenden Bemerkungen klarzustellen versucht. Der Tomaśkowicer Sandstein als massig-mürber, mit Menilitschiefern in Verbindung stehender Alttertiärsandstein des westgalizischen Hügellandes ist vollkommen dasselbe, wie der „Ciężkowicer Sandstein" und es empfiehlt sich daher, eine der beiden Bezeichnungen zur Entlastung der Literatur von überflüssigen Synonymen gänzlich fallen zu lassen. Obwohl der Name „Tomaśkowicer Sandstein" von mir selbst in die Literatur eingeführt wurde und dem Namen „Ciężkowicer Sandstein" gegenüber die Priorität hat, so möchte ich doch heute diesem letzteren den Vorzug geben, nachdem der erstere mittlerweile auch für Kreidesandsteine angewendet wurde und daher zu Verwirrungen führen kann. Die Bezeichnung „Gródeker (Ciezkowicer) Sandstein" auf dem Farbenschema der Tietze'schen Karte kann nicht empfehlenswerth erscheinen, insolange nicht die noch abzuwartenden Resultate der Detailaufnahmen in Schlesien mit Sicherheit ergeben haben werden, ob der Gródeker Sandstein wirklich genau dem Ciężkowicer, oder dem stratigraphisch höheren Magurasandsteine, oder vielleicht einem Complexe beider entspreche.

Bezüglich der Umgrenzung und Deutung der „Menilitschiefer" und des „Magurasandsteins" bestehen zwischen Tietze, Uhlig und unseren älteren diesbezüglichen Anschauungen keine erwähnenswerthen Differenzen.

Tietze's „Oligocäne Schiefer und Thone im Allgemeinen" sollen stratigraphisch ungefähr dasselbe sein, wie Menilitschiefer (T., pag. 471 [49]), sind aber petrographisch in so ungenügender Weise charakterisirt, dass sich Niemand einen scharf umgrenzten Begriff von denselben bilden kann. Der vage Charakter dieser Ausscheidung macht sie auch mehr geeignet, der Bequemlichkeit des kartirenden Geologen, als sonst irgend einem Zwecke zu dienen, und da erstere Rücksicht von der Mehrzahl unserer Fachgenossen doch nicht in erste Linie gestellt zu werden pflegt, so dürfte die Ausscheidung wohl — namentlich für Detailkarten — keine allgemeinere Acceptation finden.

Diesen „oligocänen Thonen und Schiefern im Allgemeinen" zählt Tietze unter Anderem auch Niedzwiedzki's „Ledenicer Schichten" zu, während Uhlig (U., pag. 223 [141]) diese letztere Bezeichnung für die Schieferfacies des cretacischen Theiles der massigen Sandsteine anzuwenden vorschlägt; wieder ein markantes Beispiel für die in unserer Karpathensandstein-Literatur herrschende Zerfahrenheit. Mir scheinen in diesem Falle die im Contexte der Tietze'schen Localschilderungen gegebenen Daten für die alttertiäre Stellung dieser Schichten beweiskräftig zu sein; die Anwendung des Namens in Uhlig'schem Sinne dürfte sich daher wohl nicht empfehlen.

Betrachten wir nun die in Uhlig's Abhandlung durchgeführte Gliederung des Alttertiärs. Der Genannte sagt (U., pag. 229 [147]): „Die in Ostgalizien aufgestellte Verticalgliederung des Alttertiärs, wonach die „oberen Hieroglyphenschichten" die untere Stufe vorstellen, worauf dann die Menilitschiefer und endlich die Magurasandsteine folgen, wurde von Bergrath Paul auch auf Mittelgalizien übertragen und auch in Westgalizien suchte ich solange als möglich daran festzuhalten, dass auch im Hügellande die schieferigen oberen Hieroglyphen-

schichten die tiefere, die massigen Ciężkowicer Sandsteine die höhere Stufe des Alttertiärs vorstellen."

Hieran schliesst sich der Nachweis, dass die Ciężkowicer Sandsteine stellenweise auch unter den oberen Hieroglyphenschichten liegen, und daher diesen gegenüber „strenge genommen nur als Facies" zu betrachten seien.

Dies könnte nun die missverständliche Ansicht hervorrufen, als ob die Resultate Uhlig's mit unserer älteren Eintheilung im Widerspruche stehen würden, was jedoch durchaus nicht der Fall ist. Unsere beiden alten stratigraphischen Abtheilungen: Obere Hieroglyphenschichten und Magurasandstein existiren auch nach Uhlig's Beobachtungen in Westgalizien ganz in derselben Weise, wie in östlicheren Theilen der galizischen Sandsteinzone, nur dass im Hügellande vorwiegend die untere, im Berglande auch die obere Abtheilung zu bedeutenderer Entwicklung gelangt. Dass im westgalizischen Hügellande in der unteren Abtheilung auch der Ciężkowicer Sandstein mit seinen, von Uhlig „Bonarowkaschichten" genannten Schieferlagen als heteropische Einschaltung auftritt, kann die Richtigkeit und Giltigkeit unserer alten stratigraphischen Gliederung durchaus nicht alteriren. Auch kann die Einschaltung bedeutenderer Sandsteinmassen in diesem Niveau gar nicht als etwas Neues und Unerwartetes gelten. Wir haben einen solchen, vom Magurasandstein verschiedenen Sandstein schon vor längerer Zeit im Thalgebiete des Opor in Ostgalizien beobachtet und „Sandstein von Holowiecko" genannt (Neue Studien etc., pag. 67), und später habe ich in der Gegend von Tymbark, Jordanow und Rabka in Westgalizien bedeutende Sandsteinmassen als „Sandsteine der oberen Hieroglyphenschichten" kartographisch ausgeschieden und von denselben gesagt: „Grobe dickschichtige Sandsteine treten mitten in der Zone der oberen Hieroglyphenschichten stellenweise auf und stehen mit den anderen Gesteinsvarietäten in so enger Verbindung, dass sie unbedingt diesem Horizonte als heteropische Einlagerungen zugezählt werden müssen und mit den Sandsteinen des höheren Horizontes (Magurasandsteinen) nicht verwechselt werden dürfen" (Verh. 1886, Nr. 6). Dies passt so genau auch auf den Ciężkowicer Sandstein (wie ihn Uhlig jetzt auffasst), dass dieser ganz gut auch mit der von mir gewählten Benennung belegt werden könnte, die sogar vielleicht etwas mehr besagt, als ein Localname.

Als besonders belangreich für das Verständniss des westgalizischen Alttertiärs wird sowohl von Uhlig (U., pag. 227 und 228 [145 u. 146]), als auch von Tietze (T., pag. 471 [49]) der Umstand hervorgehoben, dass die Menilitschiefer hier kein bestimmtes Niveau einnehmen, sondern in allen Schichtgruppen des westgalizischen Alttertiärs (vielleicht mit Ausnahme des Magurasandsteins) Einlagerungen bilden, also keinen stratigraphischen Horizont, sondern eine Facies darstellen. Wäre diese Constatirung neu, so könnte die Vermuthung nahe liegen, dass wir dieses Verhältniss in anderen Karpathengebieten verkannt haben, und dies könnte dann gegen die Vertrauenswürdigkeit und Anwendbarkeit unserer älteren Eintheilung sprechen. Es ist dies jedoch nicht der Fall; der facielle Charakter der Menilitschiefer war uns längst bekannt, wenn auch diese Facies in Ostgalizien mehr als anderswo vorwiegend

in einem bestimmten Niveau auftritt. Tietze erwähnt einige diesbezügliche Bemerkungen, die wir in unseren „Neuen Studien in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrb. d. g. R.-A. 1879) machten, und schon viel früher hatte ich selbst diese Thatsache, die jetzt in unserer Karpathensandsteinliteratur eine so grosse Rolle spielt, erkannt. Ich betonte (Jahrb. d. g. R.-A. 1870, 2. H., pag. 250) mit Bezug auf das Sandsteingebiet des Zempliner Comitates: Die Smilno-Schiefer (Menilitschiefer) stellen „hier einen fixen Horizont zwischen den Belowezsaschichten und Magurasandsteinen nicht dar; dieselben scheinen mir vielmehr nur eine petrographische Abänderung höherer Lagen der Belowezsaschichten zu sein", und erwähnte weiter, dass in dieser Gegend „Partien von Smilno-Schiefern bald an der Grenze, bald in der Mitte der Belowezsaschichten beobachtet wurden".

Wir stehen sonach hier ebensowenig, wie bezüglich der Einschaltung grösserer Sandsteinmassen im Niveau der „oberen Hieroglyphenschichten" vor einem Novum, das zu einer Abänderung der bisher üblichen Eintheilung des karpathischen Alttertiärs nöthigen würde.

Trotzdem zieht es Uhlig vor, statt unserer beiden obenerwähnten stratigraphischen Abtheilungen eine grössere Reihe petrographischer Abänderungen (Facies) auszuscheiden und zu benennen, nämlich *a)* im Hügellande: Obere Hieroglyphenschichten, Cięzkowicer Sandstein, Bonarówkaschichten, Menilitschiefer; *b)* im Berglande: Bunte Schiefer, Menilitschiefer (Smilnoschiefer), Kaninaschichten, Belowezsaschichten, Magurasandstein. Es liegt mir ferne, diesen Vorgang tadeln zu wollen; zahlreichere Ausscheidungen vermitteln immer grösseres Detail und bezeichnen daher immer einen Fortschritt. Empfehlenswerth wäre es aber gewesen, die neuen faciellen Glieder den beiden älteren stratigraphischen formell unterzuordnen, oder mit anderen Worten, ein stratigraphisches Eintheilungsprincip dem rein petrographischen voranzustellen. Dadurch wäre auch die immer wünschenswerthe Continuität unserer Arbeiten besser gewahrt und klarer zur Anschauung gebracht worden.

Empfehlenswerth wäre es ferner auch gewesen, die willkürliche Uebertragung eines, in einem gewissen Sinne in der wissenschaftlichen Literatur bereits eingebürgerten und sprachgebräuchlichen Namens auf einen ganz anderen, weit engeren Begriff zu vermeiden. Es kann gewiss weder nützlich, noch angenehm sein, dass man in Hinkunft „obere Hieroglyphenschichten im älteren Sinne" von „oberen Hieroglyphenschichten im Uhlig'schen Sinne" zu unterscheiden haben wird.

Bei dieser Gelegenheit muss ich auch eine etwas zu weit gehende Behauptung Uhlig's richtigstellen. Der Genannte sagt (U., pag. 224 [142] Fussnote) mit Bezug auf die „oberen Hieroglyphenschichten": „Dieser Ausdruck erscheint in einem viel engeren Sinne genommen, als ihn beispielsweise Bergrath Paul verwendet, der alle schieferigen Bildungen des Alttertiärs überhaupt darunter umfasst." Das letztere ist mir aber niemals eingefallen. Ich suchte stets nur stratigraphisch Zusammengehöriges unter einer Bezeichnung zu umfassen, habe beispielsweise die Schieferlagen des höheren Niveaus (der Magurasandsteine), wo ich sie als solche sicher erkannte, nie als „obere Hieroglyphenschichten" bezeichnet, auch die Facies der Menilitschiefer, wo sie nur einigermassen typisch und selbstständig auftrat, stets getrennt gehalten, also keines-

wegs „alle“ alttertiären Schiefer zusammengeworfen, wie mir hier nachgesagt wird.

Es mögen hier nun noch einige Worte über das jüngste alttertiäre Schichtglied unserer Gebiete, den „Magurasandstein“, platzfinden. Diese Bezeichnung wird von Uhlig, wie von Tietze in demselben Sinne gebraucht, in dem ich sie vor längerer Zeit in unsere Wissenschaft einführte; es ist einer der, in unserer Sandsteingeologie leider schon etwas selten gewordenen Begriffe, über deren Definition zwischen den Autoren keine Divergenzen bestehen.

Dagegen kann ich bezüglich der neuerlich angenommenen Verbreitung dieser Bildung eine kurze Bemerkung nicht unterdrücken.

Dass der überwiegend grössere Theil der von Tietze und Uhlig als „Magurasandstein“ bezeichneten Sandsteinmassen des westgalizischen Berglandes vollkommen richtig gedeutet sei, scheint mir zweifellos; die zahlreichen, in den Localschilderungen der beiden Autoren gegebenen Details liefern hierfür die Belege. Ob aber einzelne, vielleicht räumlich ziemlich beschränkte Partien dieser Sandsteine hiervon nicht eine Ausnahme bilden, kann ich doch nicht als vollkommen feststehend betrachten. Auch Tietze scheint diese Möglichkeit nicht für ausgeschlossen zu halten, indem er einige nächst der Uhlig'schen Terraingrenze gelegene Sandsteinpartien ausdrücklich nur „provisorisch“ als Magurasandstein bezeichnet (T., pag. 742 [320]).

Es hängt diese Frage innig zusammen mit der Deutung der Inoceramenschichten des Berglandes (Uhlig's „Ropaschichten“). Sind diese — wie es meiner persönlichen Ueberzeugung entspricht — identisch mit der Inoceramenschichten des Hügellandes, d. h. neocom, dann kann wohl die Vermuthung nicht abgewiesen werden, dass mindestens auf einer Seite der Aufbrüche in den, auf diese Inoceramenschichten folgenden Sandsteinen auch die Vertretung der höheren Kreide-Etagen enthalten sei. Das anderwärts sicheres, numulitenführendes Alttertiär unmittelbar an die Inoceramenschichten grenzt, kann in Betracht der bekannten tektonischen Störungen der Sandsteinzone keinen stricten Gegenbeweis gegen diese Anschauung bilden.

Sieht man die Ropaschichten als mittlere oder obere Kreide an, dann fällt diese Vermuthung allerdings weg, dann sind wir aber zu anderen, höchst bedenklichen und unnatürlichen Annahmen gezwungen. Dann identificiren wir diese Inoceramenschichten nicht mit den Inoceramenschichten des Hügellandes, mit denen sie in allen denkbaren Merkmalen übereinstimmen, sondern mit den Godula- und Istebna-Sandsteinen Schlesiens und dem Mietniower Sandstein des Hügellandes, mit denen sie weder in Petrographie, noch Fossilführung, weder in tektonischer, noch orographischer Bedeutung auch nur das Geringste gemein haben. Dann müssen wir annehmen, dass die erwähnten Kreidesandsteine Schlesiens und des westgalizischen Hügellandes sich gerade in diesem beschränkten Theile des Berglandes plötzlich und unvermittelt in die grundverschiedenen „Ropaschichten“ verwandeln, um dann aber ostwärts wieder in der gewöhnliche Sandsteinfacies durch ganz Ostgalizien und die Bukowina bis nach Rumänien hinein fortzusetzen. Bei solcher Annahme erscheint dann das in Rede stehende Stück Westgaliziens im Vergleiche mit allen anderen Theilen der karpathischen Sandsteinzone als eine ganz unerklärliche Anomalie.

Auch kann ich die Besorgniss nicht unterdrücken, dass stellenweise bei der Deutung der westgalizischen Sandsteine dem Auftreten rother Schiefer und Thone eine etwas zu grosse Bedeutung beigelegt wurde.

Ich hatte mit Bezug auf solche Bildungen (Verh. 1886, Nr. 6) die folgende Bemerkung gemacht: „Rothe Thone sind übrigens, wie Hieroglyphen- und Fucoidenbänke, gröbere und feinere Sandsteine etc. ein zum allgemeinen Flyschcharakter gehöriger Gesteinstypus, treten in allen Flyschniveaus, von den ältesten bis zu den jüngsten, auf, und haben an sich allein, wenn sie nicht gerade fossilführende Bänke einschliessen, für stratigraphische Horizontirungen und Identificirungen wenig Werth.“

In der Aufnahmspraxis scheint man sich jedoch in der Regel an diesen Grundsatz nicht gehalten zu haben. Ausgehend von der Thatsache, dass in einigen östlicheren Gegenden Galiziens rothe Schieferthone wirklich vorwiegend in gewissen Niveaux des Alttertiär erscheinen, war man geneigt, rothe Thone auch in Westgalizien als eine Art von Charakteristicum für Alttertiär anzusehen und folgerichtig dann alle darüber folgenden Sandsteine als „Magurasandstein“ zu deuten.

Nun haben die neueren Detailaufnahmen in Schlesien wieder Belege für die Richtigkeit meines obigen Satzes ergeben. Nicht nur die Schiefer der Istebener Sandsteine werden zuweilen röthlich und sind überhaupt den alttertiären „Bonarowkaschichten“ oft zum Verwechseln ähnlich, sondern auch an der Basis des Godulasandsteines, der seinerseits dem Magurasandsteine vollkommen gleicht, wurden stellenweise nicht ganz unbedeutende Massen rother Schieferthone beobachtet. Es ist mindestens sehr wahrscheinlich, dass, wenn die Aufnahmen umgekehrt von Schlesien gegen Westgalizien vorgerückt wären, in letzterem Lande auch manche Lagen rother Schieferthone sammt den darüberliegenden Sandsteinen mit anderen Augen angesehen worden wären. Man kann hiegegen nicht einwenden, dass die petrographischen Unterschiede zwischen cretacischen und alttertiären rothen Schieferthonen hinlänglich bekannt und dadurch derartige Irrungen ausgeschlossen seien. Solche feinere Unterschiede kann man in offenen Steinbrüchen und sonstigen grösseren Gesteinsentblössungen allerdings genau studiren; aber jeder praktische Aufnahmsgeologe weiss, dass man derartige günstige Aufschlüsse in den Karpathen nicht immer zur Verfügung hat, und dass die Züge rother Thone und Schiefer sehr oft nur aus den am Boden herumliegenden verwitterten Schieferstückchen oder gar nur aus der rothen Färbung der Humusdecke erschlossen werden können. Da kann nun selbst der tüchtigste und gewissenhafteste Geologe hie und da einmal eine Verwechslung begehen.

Ich glaube nun gewiss durchaus nicht, mit solchen Vermuthungen einen wirklichen Beweis dafür erbracht zu haben, dass ein Theil der heute als „Magurasandstein“ geltenden Gesteine Westgaliziens sicher cretacisch sein müsse. Ich wollte nur einige Bedenken andeuten, die sich mir auch heute noch in dieser Frage aufdrängen, und die angesichts der unerfreulichen Erfahrungen, die man mit der Missdeutung der Istebner und Mietniower Sandsteine gemacht hat, vielleicht einiger Beachtung würdig sein dürften.

Zahlreichere Fossilfunde, als sonst gewöhnlich aus den petrefactenarmen Flyschgebilden gewonnen werden, kann Uhlig aus dem Alttertiär seines Gebietes anführen. Er betrachtet die auf älteres und mittleres Eocän hindeutenden Formen durchgehends als auf secundärer Lagerstätte befindlich und zieht aus dem Vorwiegen sicher oligocäner Funde den Schluss, dass wahrscheinlich alle diese Alttertiärgebilde oligocän seien, das ältere Eocän in denselben nicht vertreten sei (U., pag. 228 [146] und 235 [153]). Uhlig stellt dies selbst nicht als feststehende Thatsache, sondern nur als Vermuthung hin; allein wenn eine solche Vermuthung in einer grösseren zusammenfassenden Arbeit ausgesprochen wird, die ihres reichen, mehrfachen wirklichen Fortschritt repräsentirenden Inhaltes wegen mit Recht allgemeinere Würdigung und Benützung finden wird, so kann damit für die Zukunft leicht ein schädliches Vorurtheil begründet werden, und ich halte es daher nicht für überflüssig, hier auch einige Argumente anzuführen, die mir gegen eine solche Anschauung zu sprechen scheinen.

Was zunächst die Annahme secundärer Lagerstätte für die stellenweise gefundenen älteren Eocänformen betrifft, so kann dieselbe für die Vorkommnisse in den breccienartigen Gesteinen von Malczyo und dem Magurasandsteine von Kleczany wohl einigermassen plausibel erscheinen. Mit welchem Rechte aber auch die Nummuliten der bunten Schiefer, „die echt eocänen Arten nahe stehen", in dieser Weise gedeutet werden sollen, ist nicht gut einzusehen. Und selbst wenn wir diese Annahme acceptiren wollten, könnte der Ursprung dieser Eocänformen doch am einfachsten und natürlichsten in irgendwelchen älteren Flyschablagerungen gesucht werden. Wir können ja die so auffallende Isopie, die zwischen den Flyschgebilden der verschiedensten Niveaux besteht, doch nicht leicht ohne die Annahme erklären, dass die jüngeren Flyschgesteine ihr Material vorwiegend aus den älteren entlehnten. Es ist für eine solche Annahme durchaus nicht nöthig, an Discordanzen im gewöhnlichen Sinne zu denken. Wenn wir uns die Faltenbildung der Karpathen als eine stetige vorstellen, musste auch bei ununterbrochener Sedimentation ein Theil eventueller älterer Alttertiärbildungen in der Oligocänperiode schon gehoben sein und konnte daher sein Material für die Sedimente dieser letzteren abgeben.[1])

Es sprechen also, wie mir scheint, die im westgalizischen Flysch gefundenen älteren Eocänformen, selbst wenn sie, was durchaus unerwiesen ist, sich wirklich insgesammt auf secundärer Lagerstätte befinden würden, doch jedenfalls eher für, als gegen die Existenz älterer eocäner Flyschablagerungen.

Ein weiteres Argument scheint mir in dem von Uhlig selbst wiederholt betonten Verhältniss zwischen dem cretacischen und dem alttertiären Theile der massigen Sandsteine des Hügellandes (Mietniower Sandstein und Ciężkowicer Sandstein) zu liegen. Diese beiden Bildungen gehen ohne jede sichtbare Grenze so allmälig ineinander über, dass an eine so grosse, das ganze ältere und mittlere Eocän umfassende Ablagerungslücke zwischen denselben wohl schwer geglaubt werden kann.

---

[1]) Eine ganz ähnliche Anschauung spricht auch Tietze (T., pag. 665 [243]) anlässlich der Besprechung des Verhältnisses zwischen Miocän und Alttertiär aus.

Es darf ferner daran erinnert werden, dass die Existenz alteocäner Ablagerungen im Flysch der Ostkarpathen durch die Fossilfunde von Trebuša in der Marmaros (vgl. Neue Studien etc. Jahrb. 1879, II. H.), die durch die Art ihres Vorkommens jeden Gedanken an secundäre Lagerstätte ausschliessen, sicher erwiesen ist, so dass man wieder zu der kühnen Hypothese bedeutender genetischer Verschiedenheiten zwischen dem östlichen und dem westlichen Theile der Sandsteinzone greifen müsste, wenn man die Wahrscheinlichkeit des Vorhandenseins solcher Ablagerungen im letzteren leugnen wollte.

Ein besonderer Werth für die engere Horizontirung karpathischer Alttertiärbildungen scheint überall in unserer Literatur auf das Vorkommen von Menilitschiefern gelegt zu werden. Wiederholt finden wir die Argumentation, dieser oder jener Sandstein enthalte Menilitschieferlagen, oder liege über solchen, sei also deshalb sicher oligocän. Diese Schlussfolgerung verträgt sich aber, wie mir scheint, durchaus nicht mit dem heute allgemein erkannten, rein faciellen Charakter der Menilitschiefer. Wir haben nicht den geringsten Grund, anzunehmen, dass diese Facies gerade ausschliesslich bezeichnend für oligocän sei und nicht ebensowohl auch im echten Eocän auftreten könne.

Dass die bisher bekannt gewordenen, besser erhaltenen Fischfaunen der Menilitschiefer auf Oligocän hinwiesen, kann nur für jene Lagen, aus denen sie eben stammen, nicht aber für Menilitschieferlagen ganz anderer Niveaus etwas beweisen; und dass unter diesen karpathischen Flysch- oder Menilitschiefern wirklich Bildungen sehr verschiedener Niveaus unterschieden werden können, ist eine ziemlich alte Thatsache.

So unterscheidet schon Foetterle[1]) scharf die „Fischschiefer" von Bilawsko in Mähren, welche von Mergeln und nummulitenführendem Sandstein überlagert werden, von den eigentlichen „Menilitschiefern" oder „Amphysilenschiefern", welche sich „überall als oberstes Glied des ganzen Gebildes" finden, und gibt an, dass auch schon Hohenegger[2]) dieselben beiden Glieder unterschieden und ebenfalls betont habe, dass die „braunen Schiefer mit den zahlreichen Schuppen noch von nummulitenführenden Schichten bedeckt werden, während die eigentlichen Mergelschiefer das oberste Glied der Eocänbildung zu sein scheinen; er bezeichnet den ersteren als den südlichen, den letzteren als den nördlichen Zug".[3])

Später glaubte Bosniaski[4]) in dem ihm vorliegenden paläontologischen Materiale aus den galizischen Fisch- oder Menilitschiefern zwei verschiedene Horizonte zu erkennen, von denen der untere den Schichten mit *Clavul. Szaboi* in Ungarn entsprechen, der obere dem Niveau von Wurzenegg angehören sollte. — Tietze betonte schon damals mit

[1]) Bericht über die in den Jahren 1856 und 1857 im westlichen Mähren ausgeführte geologische Aufnahme. Jahrb. 1858, pag. 34 u. 35.

[2]) Haidinger's Berichte. B. V, pag. 108.

[3]) Foetterle's citirte Arbeit enthält, wie unsere eben im Zuge befindlichen Detailaufnahmen in Mähren bereits ergeben haben, mancherlei bei dem damaligen noch unentwickelten Stadium unserer Kenntnisse wohl zu entschuldigende Unrichtigkeiten; die obenerwähnte Angabe dürfte aber bei ihrer vollen Uebereinstimmung mit der Hohenegger's wohl kein Misstrauen verdienen.

[4]) Mitgetheilt und besprochen von Tietze, Verhandl. d. geol. R.-A. 1881, Nr. 15.

eingehender Begründung [1]), „dass wir zunächst noch nicht zu dem Schlusse berechtigt sind, die Menilitschiefergruppe repräsentire ausschliesslich die durch die betreffenden Fischfaunen paläontologisch scheinbar angedeuteten Glieder des Oligocän" und erklärte es für wahrscheinlich, „dass unter Umständen den unteren Partien der Menilitschiefergruppe ein höheres Alter zukommt, als dem Ofner Mergel und dem Kleinzeller Tegel".

Tietze dachte hierbei allerdings nur an eine Vertretung der „ganzen Hauptmasse des Oligocän" durch die Menilitschiefer, und wenn er wiederholt das Wort Menilitschiefergruppe gebraucht, so stand er hierbei unter dem Einflusse unserer Erfahrungen in Ostgalizien, wo ja wirklich die Menilitschieferlagen vorwiegend in einem beschränkteren Niveau gewissermassen gruppirt auftreten.

Heute, wo die verticale Dispersion der Menilitschieferfacies in Westgalizien so vielfach constatirt ist, können wir wohl von einer „Menilitschiefergruppe" nicht mehr sprechen, ohne das gesammte Alttertiär damit zu meinen.

Aber eben deshalb findet der von Tietze angedeutete Gedanke hier in umso höherem Masse Anwendbarkeit. Wenn die erwähnten Fischfaunen schon für alle Lagen einer zusammenhängenden Schichtengruppe nicht beweiskräftig sind, so sind sie es doch noch viel weniger für vertical oft weit von einander abstehende Schichten der Menilitschieferfacies, und es ist nur eine logische Consequenz dieses Gedankens, wenn wir fragen, woraus denn nun das oligocäne Alter aller dieser Schichten folgen soll?

Vielleicht lässt sich von diesem Gesichtspunkte aus auch den bei Ujak den Menilitschiefern eingelagerten Nummulitenbänken eine andere Bedeutung beilegen, als dies Uhlig thut, der hier in Consequenz seiner Anschauungsweise natürlich ebenfalls secundäre Lagerstätte annimmt.

Jedenfalls scheint weder in den Fossilresten des westgalizischen Alttertiärs, noch in dessen Verhältniss zum Kreidesandsteine, weder in einer Analogie mit östlicheren Karpathengebieten, noch im Auftreten der Menilitschieferfacies ein zwingender Grund zu liegen, das ganze Alttertiär Westgaliziens für oligocän zu halten, und damit die bisher in Geltung gestandene Annahme einer gewissen Continuität der Flyschabsätze ohneweiters durch die Supposition einer namhaften Ablagerungslücke zwischen Kreide und Oligocän zu ersetzen.

Tietze spricht sich in seiner neuen Arbeit (T., pag. 470 [48]) über diesen Gegenstand sehr kurz und reservirt aus. Er bemerkt darüber nur, dass sich die Altersgrenze seiner Alttertiärbildungen „nach unten zu nicht genau ermitteln lässt". Dass man die Vertretung des Oligocän darin voraussetzen müsse, sei zweifellos, „inwieweit aber auch das eigentliche Eocän darin vertreten sein könne, darüber sind vorläufig kaum Vermuthungen zulässig".

Wir müssen also eine definitive Lösung dieser für das Verständniss der karpathischen Sandsteinzone sehr wichtigen Frage erst von der

[1]) l. c., pag. 282 u. f.

Zukunft erwarten; und aus dieser Lösung wird sich dann erst die der weiteren Frage ergeben, ob wir uns die Faltung der Karpathensandsteinzone im Sinne Uhlig's als eine ruckweise, in einzelne, mit Unterbrechungen der Sedimentation verbundene „Faltungsperioden“ gesonderte vorstellen dürfen.

Zu den jüngeren Bildungen vorschreitend, gelangen wir nun an die den Nordrand der Karpathen umsäumende Neogenzone oder die sogenannte subkarpathische Salzformation.

Uhlig ventilirt (U., pag. 244 [162] u. f.) die Frage, ob die hierhergehörigen Bildungen der ersten und zweiten Mediterranstufe oder nur dieser letzteren angehören und gelangt zu dem Schlusse, „dass die Fauna von Wieliczka als Fauna der II. Mediterranstufe anzusprechen sei“ und dass unter Voraussetzung der Gleichalterigkeit der Salzlager von Wieliczka und Bochnia auch die „Chodenicer Schichten“ der Gegend von Bochnia der II. Mediterranstufe angehören.

Nach Tietze wäre eine solche Discussion ganz gegenstandslos, indem der genannte Autor die stratigraphische Selbstständigkeit dieser beiden Mediterranstufen bekanntlich nicht anerkennt (T., pag. 477 [55]).

Das schmale, fossilienarme Neogenband des Karpathenrandes ist nun wohl gewiss nicht der Boden, auf welchem für die „Mediterranstufen-Frage“ als solche wesentliche Aufklärungen zu erhoffen sind, und der Karpathengeologe ist daher in dieser Frage in noch höherem Grade als in allen übrigen darauf angewiesen, die in anderen, ausserkarpathischen Gebieten gewonnenen Resultate zu Rathe zu ziehen. In dieser Beziehung schienen die von Tietze in früheren Aufsätzen [1]) für seinen Standpunkt vorgebrachten Argumente — in deren nähere Erörterung ich hier natürlich nicht eingehen kann — wohl ernster Beachtung würdig, und ich will nicht leugnen, dass ich selbst, gleich vielen Fachgenossen, sehr geneigt war, diesen Standpunkt zu acceptiren.

In neuester Zeit ist diese Frage jedoch in ein ganz anderes Stadium getreten. Neumayr theilte mit [2]), dass in den als Typus der ersten Mediterranstufe geltenden Horner Schichten bei Eggenburg Reste von *Hyopotamus* gefunden wurden, einem Genus, welches den jüngeren Miocänschichten, speciell der zweiten Mediterranstufe, ganz fehlt, dagegen im Oligocän und Eocän seine Hauptverbreitung findet. Damit ist, wie Neumayr sehr richtig bemerkt, ein Haupteinwand, der gegen die zeitliche Verschiedenheit der beiden Mediterranstufen erhoben wurde: dass die Säugethierfauna der beiden genau dieselbe sei, widerlegt, und durch den „auffallend alterthümlichen Charakter“ der in den Horner Schichten auftretenden Landsäugethiere „ein schwerwiegendes Argument für die Altersverschiedenheit von erster und zweiter Mediterranstufe geliefert“.

Hiernach scheinen nun doch Diejenigen Recht zu behalten, die an der stratigraphischen Selbstständigkeit der beiden Mediterranstufen

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Gesellsch. 1884 und 1886.
[2]) Verh. d. Geol. R.-A. 1888, Nr. 14.

festhalten, und würde hieraus für die Karpathengeologie die Aufgabe resultiren, in irgendwelchen tiefsten Schichten der Salzthongruppe die Vertretung der I. Mediterranstufe zu suchen — wenn man es nicht vorzieht, im Sinne Uhlig's auch hier eine Ablagerungslücke zu supponiren.

Von allgemeinerem Interesse ist neben dieser rein theoretischen Frage die topische Geologie der beiden wichtigen Salinargebiete von Wieliczka und Bochnia, von denen das erstere bei Tietze (T., pag. 612 [190] bis pag. 690 [268]), das letztere bei Uhlig (U., pag. 90 [8] bis pag. 105 [23]) eingehende Behandlung findet.

In Betreff der Lagerungsverhältnisse von Wieliczka besteht bekanntlich eine Meinungsverschiedenheit zwischen Herrn Prof. Niedzwiedzki und mir.

Ich habe meine diesbezüglichen Ansichten in zwei Aufsätzen (Jahrb. d. g. R.-A. 1880, 4. H. und 1887, 1. H.) auseinandergesetzt, und darf dieselben wohl bei allen jenen Fachkreisen, die sich überhaupt für den Gegenstand interessiren, als bekannt voraussetzen. Nur die wenigen Worte, mit denen ich in meinem letzteren Aufsatze diese Ansichten recapitulirte (l. c. pag. 110 [2]), will ich hier wiederholen. Dieselben lauten: „Die von mir ausgesprochene Grundanschauung über die Tektonik von Wieliczka ging dahin, dass die am Karpathenrande in überkippter Schichtenstellung anstehenden Liegendschichten des Salzthons ihr am Tage südliches Verflächen, ähnlich wie bei Bochnia, in der Tiefe in ein nördliches wendend, sich unter die Grube hinabsenken und hier sammt dem Salzthone selbst mehrere Schichtenwellen oder Sättel bilden, die, im südlichen Theile der Grube schärfer und nach Norden überkippt, das hier herrschende allgemeine Südfallen der Schichten bedingen, während sie nordwärts allmälig flacher werden, bis endlich das normale nördliche Einfallen (wie es die Bogučicer Hangendsande zeigen) herrschend wird."

Ich kann nun mit Befriedigung constatiren, dass die Studien Tietze's alles Wesentliche dieser Grundanschauung bestätigt haben.

Dieser Gegenstand zerfällt ungezwungen in drei Theile: 1. das Lagerungsverhältniss des Salzgebirges in der Grube, 2. das Verhalten desselben gegen Süden (gegen den Karpathenrand), 3. das Verhalten desselben gegen Norden (gegen die jüngeren Neogenschichten).

Bezüglich des ersten Punktes erörtert und widerlegt Tietze ausführlich die von Niedzwiedzki gegen die schief nach Norden übergeneigten Schichtensättel vorgebrachten Einwände und schliesst (pag. [236]) mit der Bemerkung, „dass die Darstellungen von Hrdina und Paul, soweit sie diesen Punkt betreffen, dem Sachverhalt am besten gerecht werden".

Bezüglich des zweiten Punktes legt Tietze die merkwürdigen Widersprüche und Inconsequenzen klar, in welche sich Niedzwiedzki in seinem Bestreben, gegen mich Opposition zu machen, verwickelt, und schliesst (pag. [245]) mit den Worten: „Wenn uns demnach die Wahl gelassen wird zwischen den Ansichten, welche Paul einerseits und Niedzwiedzki andererseits über die tektonischen Beziehungen des Miocäns und des Flysch bei Wieliczka verlautbart haben, und wir

uns vergegenwärtigen, dass es dem letzteren nicht gelungen ist, die Unmöglichkeit der Annahmen des ersteren zu erweisen, so kann es nicht zweifelhaft sein, dass wir uns der Auffassung anschliessen, welche sowohl der Summe unserer Erfahrungen über die Tektonik der nordwärts überschobenen (oft in Brüche übergehenden) Falten der karpathischen Flyschzone entspricht, als auch der (allerdings im Gegensatze zu Niedzwiedzki) aus dem Verhältniss der verschiedenen Salzgruppen gefolgerten Faltung der Salzformation selbst gerecht wird."

Bis daher habe ich also allen Grund, mit den Ausführungen Tietze's über Wieliczka vollkommen zufrieden zu sein.

Bezüglich des dritten Punktes spricht Tietze (pag. [253] u. [254]) von „einem schliesslichen Aufhören des Südfallens der Salzformation und von einer im Norden von Wieliczka vorauszusetzenden Anpassung der tektonischen Verhältnisse derselben (bezüglich ihrer Aequivalente) an die flache Lagerung der Bogučicer Sande".

Was hier gesagt wird, ist nun dem Sinne nach genau dasselbe, was am Schlusse meiner oben citirten Recapitulation meiner Grundanschauung zu lesen ist, und ich glaubte daher auch hier eine Anerkennung dieser Uebereinstimmung erwarten zu können. Statt derselben findet sich aber hier die überraschende Bemerkung, es wäre ein „Missverständniss", hier an eine vollkommene Uebereinstimmung mit meiner Anschauungsweise zu glauben. Als Motivirung hierfür führt Tietze an, es gefalle ihm nicht ganz die Form, in welcher ich auf meinem Profil eine flache Gypslage über dem gefalteten Salzgebirge eingezeichnet habe, „welche sich dort als eine Art von discordanter Decke präsentirt". Daran wird dann eine Polemik gegen „eine solche Discordanz eines oberen Gypshorizontes" geknüpft.

Es dürfte nun wohl kaum irgend Jemandem gelingen, in meinen diesbezüglichen Ausführungen auch nur einen Satz zu entdecken, aus welchem bona fide herausgelesen werden könnte, dass ich jemals eine solche Discordanz angenommen oder auch nur an eine solche gedacht habe.

Im Gegentheile habe ich, wie ein Blick auf mein obiges Citat ergibt, den allmäligen Charakter des Ueberganges aus den scharfen Falten in die flache Lagerung der Bogučicer Sande ausdrücklich betont — wie kann man mir also insinuiren, zwischen beiden eine Discordanz angenommen zu haben?

Wo ein vorliegender Text so deutlich und unzweifelhaft die Ansicht eines Autors klarlegt, sollte wohl dieser Text und nicht eine vielleicht in einem Punkte nicht ganz deutliche Zeichnung als Basis späterer Beurtheilung und Benützung dienen; und selbst die umstrittene Linie meiner Zeichnung, die nur den ungefähren Verlauf gypsführender Schichten schematisch darstellen soll, nöthigt gar nicht, an eine Discordanz zu denken. Wir haben Beispiele genug, dass irgend ein vollkommen concordanter, zusammengehöriger Schichtencomplex durch eine spätere Faltung nur in seinen tieferen Theilen betroffen wird, während die höheren nahezu ungestört bleiben. Ein solches Verhältniss ist beispielsweise in den von Dr. Tietze und mir gemeinsam gearbeiteten „Studien" in der Sandsteinzone der Karpathen (Jahrb. 1877, 1. Heft, pag. [47]) abgebildet. Hier erscheinen Ropiankaschichten in

ihren tieferen Lagen scharf Z-förmig geknickt, in ihren oberen beinahe flach; und doch ist es uns nie eingefallen, hier inmitten der Ropianka-schichten eine Discordanz anzunehmen.

Schliesslich habe ich auf meinem Profile der schematischen Einzeichnung des in Rede stehenden Gypsniveaus sogar selbst eine schwache Krümmung gegeben, welche die Anpassung desselben einerseits gegen die darunter liegenden steileren Falten, andererseits gegen die darüber liegenden ganz flachen Bogučicer Sande vermittelt.

Wenn also hier überhaupt von einem „Missverständnisse" gesprochen werden kann, so hat Herr Dr. Tietze meine Zeichnung missverstanden — was ganz unmöglich gewesen wäre, wenn hierbei meine diesbezüglichen textlichen Angaben entsprechend berücksichtigt worden wären. Zwischen diesen letzteren und Tietze's Anschauung finde ich keinen essentiellen Unterschied, und halte mich daher für berechtigt, zu constatiren, dass auch bezüglich dieses dritten Punktes durch Tietze nur eine Bestätigung der von mir gegebenen Grundgedanken geliefert wurde. Dass die Untersuchungen Tietze's im Wieliczkaer Salinargebiete diesen Grundgedanken manche werthvolle Details hinzufügen konnten, will ich selbstverständlich nicht in Abrede stellen.

Ganz neu ist dagegen Tietze's Ansicht über die Provenienz des bekannten Einbruchwassers vom Jahre 1868. Ich hatte im Gegensatze zu älteren Annahmen, die diese Wässer aus den Bogučicer Hangendsanden, der Weichsel etc. herleiten wollten, die Ansicht vertreten, dass dieselben aus dem Liegenden stammen.

Tietze meint nun — wenn ich seine diesbezüglichen Ausführungen recht verstanden habe — dass die Schichten, aus denen das Wasser hervortrat, nicht wirkliche Liegendschichten der Spizasalzlagen seien, sondern Aequivalente jüngerer Salzthongebilde, die in Folge einer nach Norden überschobenen Falte sackförmig in das scheinbare Liegende der Spizasalze hinabgreifen. „Der Kloskischlag" (sagt Tietze, pag. [248]), „indem er die Spizasalze durchfuhr, ist in der That damit in jüngeres Gebirge gelangt, und der dort erfolgte Wassereinbruch erfolgte aus Schichten, die bei normaler Lagerung das Hangende und nicht das Liegende des geschichteten Salzgebirges gebildet haben würden".

Ueber das wirklich Beobachtbare, nämlich das Auftreten des Wassers im Norden südlich fallender Spizasalze, besteht zwischen Tietze und mir keine Differenz, es handelt sich also hier um die Deutung der Beobachtung nicht direct zugänglicher Schichten, womit die Discussion auf ein hypothetisches Gebiet gelangt. Es kann da von stricten Beweisen nicht mehr die Rede sein, sondern sich nur darum handeln, ob Tietze's Annahme einer hier herrschenden umgekehrten Lagerfolge, oder die meinige, nach welcher hier bereits eine etwas sanftere Falte mit normaler Lagerung vorliegt, mehr Wahrscheinlichkeit besitzt.

Ich will hier alle Argumente, die ich meinerzeit in meinen oben citirten Mittheilungen für meine Ansicht beibrachte, nicht wiederholen; ein Theil derselben, der gegen die obenerwähnten älteren Ansichten gerichtet war, lässt sich allerdings auch mit Tietze's Annahme vereinigen. Nur sehr künstlich scheint sich mir aber die letztere vereinigen

zu lassen mit der auch von Tietze acceptirten und wiederholt betonten Grundanschauung des Flacherwerdens der Wieliczkaer Falten gegen Norden. Wenn die nördlichste aller bekannten Falten, die im Norden des Kloskischlages, noch so stark nach Norden übergekippt sein soll, dass in ihrem Liegenden wieder jüngeres Gebirge folgt, wo ist dann überhaupt dieses zugestandene Flacherwerden? Von obenerwähnter Grundanschauung ausgehend, konnte ich logischer und consequenter Weise nur zu meiner Ansicht gelangen.

Ein weiteres Bedenken, welches mir gegen die Tietze'sche Theorie zu sprechen scheint, ergibt sich aus folgender Betrachtung.

Wenn die Schichten, die der Kloskischlag an seinem Nordende erreichte, jünger sein sollen, als die Spizasalze, dann mussten dieselben nothwendigerweise schon früher mit dem Kloskischlage, sowie auch in höheren Bergbauhorizonten durchfahren worden sein, indem die supponirte Spizasalzfalte, wenn sie gegen Norden überschoben ist, umso sicherer an ihrer Südflanke ihr normales Hangend über sich haben muss.

Es drängt sich nun die Frage auf, warum ein und dieselbe Schichte bei ihrer ersten Durchfahrung kein, bei ihrer zweiten Anritzung ein so bedeutendes Einbruchwasser ergeben haben sollte. Tietze erklärt dies durch den Facieswechsel. Ich stehe nun keinen Augenblick an, der Existenz eines allmäligen Facieswechsels der Wieliczkaer Salzthongebilde gegen Ost und West zuzustimmen. Hier aber müsste kein allmäliger, sondern ein ganz plötzlicher, sprungweiser Facieswechsel gegen Norden angenommen werden, wie er weder erwiesen, noch wahrscheinlich ist, und — in den karpathischen Verhältnissen wenigstens — ganz beispiellos dastehen würde. Auch sind die hier in Betracht kommenden höheren Theile der Salzthongebilde an sich vermöge ihrer vielfachen Imprägnation mit Steinsalz durchaus keine solchen Gesteine, welche dem Eindringen des Wassers dauernden Widerstand hätten entgegensetzen können, wenn dasselbe in ihrem eigenen stratigraphischen Niveau, in ihrer unmittelbar zusammenhängenden Fortsetzung in so bedeutender Menge enthalten war, wie es der Einbruch thatsächlich zeigte. Um dieser Schwierigkeit zu begegnen, müsste man geradezu einen quer durch die Schichten, etwa ungefähr senkrecht auf dieselben durchsetzenden wasserundurchlässigen Damm annehmen, der den wasserführenden Theil dieses Niveaus von dem salzführenden scheidet. Dieser hypothetische Damm müsste gerade in die Gegend des Scheitelpunktes der Spizasalzfalte verlegt werden, da ja — nach Tietze's Anschauung — diese Schichten nördlich von dieser Falte wasserreich, südlich von derselben wasserarm sind; die Scheitelgegend einer Falte muss aber doch gerade naturgemäss immer die der grössten Zerrung, Zerreissung und Zerklüftung der Schichten sein, wo also doch viel eher Communication als Absperrung circulirender Wässer gefördert werden muss.

Man sieht, zu welchen Schwierigkeiten die Annahme führt, die Schichten der Einbruchsstelle seien stratigraphisch identisch mit den, schon früher im Bergbaue ohne irgend welche üble Folgen durchfahrenen.

Discutirbar ist Tietze's Wassereinbruch-Theorie jedenfalls eher, als die früher erwähnten älteren, sowie auch als die der imaginären

„Wasserspalten", die auch zuweilen zur Erklärung des bedauerlichen Ereignisses vom Jahre 1868 herangezogen wurden; wahrscheinlich kann ich aber auch Tietze's Ansicht nicht finden, und mich daher auch nicht veranlasst sehen, zu Gunsten derselben die meinige zurückzuziehen oder zu modificiren.

Noch eine kurze Bemerkung bezüglich des Karpathenrandes bei Wieliczka möge hier platzfinden.

Ich hatte in meiner ersten Mittheilung über Wieliczka gesagt, ein rother Thon schiene mir „die obere Grenze" des Tomaśkowitzer Sandsteines zu bilden, und gegen diese Bemerkung hatte Tietze in seiner älteren Arbeit (Beitr. z. Geol. v. Galizien. Jahrb. d. geol. R.-A., 1884, I. H.) polemisirt. Nun ist in Tietze's neuer Arbeit (T., pag. 711 [289]) mit Bezug auf den Tomaśkowitzer Sandstein Folgendes zu lesen: „Ehe man aber den Aufschluss dieses Sandsteines erreicht, kommen im Bachbette selbst Spuren von rothen, seltener auch grünlichen Thonen zum Vorschein, welche man auf der der Strasse zugekehrten Nordseite des aus Sandstein bestehenden Hügels deutlich weiter verfolgen kann. Diese rothen Thone befinden sich hier also sicher zwischen dem, wie wir sehen werden, als oligocän aufzufassenden Sandstein und der Salzformation, was im Hinblicke auf die Verhältnisse von Wieliczka zu betonen nöthig ist."

Also rother Thon zwischen Tomaśkowitzer Sandstein und Salzformation oder, da ersterer älter ist als letztere, an der oberen Grenze des ersteren, genau so, wie ich gesagt hatte. Dass dann weiter im Süden noch anderweitige rothe Thone auftreten, die diesem Sandstein gegenüber eine andere relative Position haben, das kann hierbei gar nicht in Betracht kommen, ebensowenig als die Frage nach der stratigraphischen Deutung dieser Thone. Thatsächlich kann Niemand leugnen, dass dieser rothe Thon, von dem ich sprach, relativ genau so situirt ist, wie ich es angab; und wenn dieses Verhältniss, wie Tietze bemerkt, „zu betonen nöthig", also von einiger Wichtigkeit ist, so wäre es wohl am Platze gewesen, hier meine Priorität anzuerkennen und den oben erwähnten Tadel zurückzuziehen.

In klarer und überzeugender Weise wird Bochnia, das zweite wichtige Salinargebiet Westgaliziens, über welches bisher ziemlich verworrene Anschauungen herrschten, von Uhlig behandelt und in einer instructiven Profilskizze dargestellt.

Das Uhlig'sche Profil von Bochnia (pag. [22]) trägt nicht nur den Resultaten der Detailforschung, sondern auch den allgemeineren, stratigraphischen wie tektonischen Verhältnissen der Karpathen in vollem Maasse Rechnung, und mit Befriedigung kann ich constatiren, dass ich mir ein besseres Analogon für die Ansichten, die ich selbst über den Karpathenrand bei Wieliczka gewonnen und festgehalten habe, kaum wünschen und erwarten konnte. Zur Hintanhaltung etwaiger Missdeutungen muss ich nur in nomenclatorischer Beziehung bemerken, dass der südliche, mittelcretacische Theil der auf dem in Rede stehenden Profile erscheinenden massigen Sandsteine als Aequivalent des Mietniower Sandsteines nicht Tomaśkowitzer Sandstein genannt werden darf, während

der nördliche, alttertiäre Theil dieser Sandsteine (bei Uhlig Cięzkowitzer Sandstein) gerade identisch mit dem alttertiären Tomaškowitzer Sandstein ist, daher mit dieser letzten Bezeichnung belegt werden könnte.

Ich schliesse hiermit meine Bemerkungen und hoffe, mit denselben einige verwirrende Divergenzen in Auffassung und Nomenclatur der Klärung nähergebracht, vielleicht auch einen oder den anderen brauchbaren Gesichtspunkt zur Beurtheilung der noch immer recht zahlreichen Fragen und Controversen der Flyschgeologie angedeutet zu haben.

Ein pliocäner Tapir aus Südsteiermark.

Von F. Teller.

(Mit Tafel XIV und XV.)

Einleitung.

Im Jahre 1860 hat Rolle im Anschluss und zur Erweiterung seiner früheren Berichte über die geologischen Verhältnisse Untersteiermarks [1]) eine detaillirte Schilderung des kleinen Tertiärbeckens veröffentlicht [2]), das sich NW. von Cilli dem mittleren Laufe der Paak entlang tief in's ältere Gebirge einsenkt. Man pflegt diese Niederung nach dem Hauptorte des Thales das Becken von Schönstein zu nennen. Die ringsum von hoch ansteigenden, zumeist der Triasformation zufallenden Bergen umrahmte Ausweitung des Paakthales erinnert nach Rolle schon in ihrer äusseren Configuration an ein altes Seebecken, und die Kirche des Ortes Skalis [3]) führt in Uebereinstimmung mit einer alten Volkssage, dass hier vor verhältnissmässig kurzer Zeit ein See bestanden habe, heute noch den Namen „St. Georgen am See". Historische Documente liegen für eine solche Auffassung freilich nicht vor, wohl aber hat Rolle nachgewiesen, dass diese Thalweitung in der jüngsten Tertiärzeit von einem Binnensee erfüllt war, dessen Wassermassen nach der natürlichen Sichtung, welche das Absatzmateriale innerhalb dieses Beckens erkennen lässt, in der Richtung nach Ost und Südost, also dem heutigen Laufe der Paak entgegen, abgeflossen zu sein scheinen.

Die Sedimente, welche in diesem Seebecken zum Absatz gelangten, sind der Hauptmasse nach Tegel und Sande mit vereinzelten Schotterlagen und Gebilde organischen Ursprungs, die bekannten flötzbildenden Lignite, welche zuerst die allgemeine Aufmerksamkeit auf dieses Gebiet hingelenkt haben. Im mittleren Theile des Beckens zwischen Preloge

[1]) Man vergleiche hier insbesondere: Rolle, Geolog. Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windischgraz, Oberburg und Cilli. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1857, VIII, pag. 403 ff.

[2]) Rolle, Die Lignitablagerung des Beckens von Schönstein in Untersteiermark und ihre Fossilien nebst einem Anhang über die Pflanzenreste der Lignitablagerung von Schönstein von Prof. F. Unger. Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-naturw. Cl. Wien 1860, XLI. Bd., pag. 7—55. Mit 5 Tafeln.

[3]) Von Skalis und Schallegg wird der Name Schallthal abgeleitet, mit welchem man gewöhnlich den mittleren Lauf der Paak bezeichnet.

und Hundsdorf, wo diese Lignite mit durchschnittlich 1° Mächtigkeit über Tag aufgeschlossen sind, fand Rolle in deren unmittelbarem Hangenden, dem sogenannten Kohlendach, eine Schichte mit zahlreichen Süsswasserconchylien, und zwar: *Paludina, Valvata, Planorbis* und *Lymnaeus;* daneben Charenfrüchte und die Samen einer Viburnum-Art. Dazu gesellten sich noch vereinzelte Wirbelthierreste, nach Rolle theils von Fischen, theils von Säugethieren herrührend. Im östlichen Theile des Beckens constatirte Rolle einen zweiten wichtigen Petrefactenfundort: Die Tegel mit *Melanopsis spinicosta Rolle* bei der Kirche von Skalis. Es liegen somit neben den für geschlossene, ruhige Wassertümpel charakteristischen Thier- und Pflanzenresten (Planorben, Lymnaeen etc. und Characeen) auch Fossilien vor, die auf strömendes Wasser hindeuten.

Die kleine Molluskenfauna aus dem Schönsteiner Becken — sie umfasst im Ganzen 10 genauer bestimmte Arten — trägt nach Rolle's Untersuchungen einen sehr jugendlichen Charakter. Besonders interessant ist in dieser Beziehung das Auftreten von *Planorbis umbilicatus Müll.*, *Pl. crista Linné* und *Pl. nitidus Müll.*, durchwegs Arten, welche heute noch in unseren Sümpfen leben und zeitlich nicht weiter als bis in's Pliocän zurückreichen. Von den erloschenen Arten stimmt keine mit den für die Süsswasserbildungen des Wiener Beckens charakteristischen Formen überein. Rolle kommt hinsichtlich des Alters der Schichten von Schönstein zu folgendem Schlusssatze (l. c. pag. 46): „Die Schönsteiner Schichten sind jenseits der Glacialepoche die jüngsten bis jetzt bekannt gewordenen Ablagerungen Steiermarks. Sie sind jünger als alle Tertiärschichten des Wiener Beckens, aber möglicherweise gleich alt mit den Schichten von Moosbrunn, wahrscheinlich aber auch noch jünger als diese. Sie fallen entschieden noch vor den Eintritt der Glacialepoche, stehen mithin auf der schwankenden Grenze von dem, was man oberste Tertiär- und dem, was man ältere Diluvialschichten zu nennen pflegt." An einer anderen Stelle seiner Schlussfolgerungen spricht sich Rolle noch genauer dahin aus, dass die Schönsteiner Lignite aller Wahrscheinlichkeit nach jene Lücke unseres heimischen stratigraphischen Systemes ausfüllen, in welcher in anderen Theilen Europas, namentlich im Arnothal (Toscana) und in England (mammalian crag) die Schichten mit *Elephas meridionalis*, *Rhinoceros leptorhinus*, *Hippopotamus major* etc. auftreten.

Stur[1]) spricht sich unter Zugrundelegung der Auseinandersetzungen Rolle's direct für eine Parallelisirung der Lignitablagerung von Schönstein mit den Schichten von Moosbrunn aus. Als massgebend erscheint ihm insbesondere die Ueberlagerung der lignitführenden Tegel durch Schottergebilde, welche als Aequivalente unserer Belvedereschotter zu betrachten sind. Dass die Süsswasserconchylien von Schönstein nicht auch den Arten nach mit der Fauna von Moosbrunn übereinstimmen, falle bei dem Umstande, dass fast jedes der kleinen jungtertiären Süsswasserbecken seine eigenthümlichen Arten aufweise, nicht so schwer in's Gewicht.

Die Entstehung der Schönsteiner Lignitflötze kann nach Rolle nicht ausschliesslich auf Torfvegetation zurückgeführt werden; die Auf-

[1]) Stur, Geologie der Steiermark, pag. 611.

schlüsse im Nordosten des Beckens weisen darauf hin, dass eingeflösste Treibholzmassen, die vielleicht (nach Analogie mit den durch Lyell genauer bekannt gewordenen Verhältnissen in den nordamerikanischen Binnenseen) hie und da schwimmende Inseln mit einer vorübergehenden Besiedlung durch Landpflanzen gebildet haben mögen, einen wesentlichen Antheil an dem Aufbau dieses Brennstofflagers genommen haben. Die mikroskopische Untersuchung mehrerer Stücke mit Holzstructur durch Unger (vergl. obiges Citat) ergab die Anwesenheit einer Conifere, welche mit *Peuce acerosa Ung.*, einer in den jungtertiären Ligniten Steiermarks weit verbreiteten Holzart, verglichen wurde.

Zur Zeit, als Rolle die geologischen Verhältnisse des Schönsteiner Beckens untersuchte, war das Lignitflötz an drei Punkten durch Schurf und Abbau aufgeschlossen, und zwar bei Hundsdorf, Ober-Skalis und Thurn. Die ursprünglich von der Sagorer Gewerkschaft unternommenen Arbeiten wurden später von F. Mages mit grösserer Energie fortgesetzt. Eine Versuchsbohrung, welche derselbe SO. von Skalis anlegte, erschloss im Jahre 1875 zum ersten Mal die tieferen Theile des Beckens; die Bohrung erreichte in einer Teufe von 101·57 Meter eine Flötzmasse von 37·66 Meter verticaler Mächtigkeit, durchteufte sodann noch eine Wechsellagerung von unreinem Lignit mit bituminösem Thon, dann verschiedenfarbige plastische Thone, und wurde endlich, nachdem man an deren Basis Sandstein angefahren hatte, in einer Tiefe von 175·93 Meter eingestellt. Trotz dieses überraschend günstigen Ergebnisses wurde das Unternehmen weiterhin nur gefristet, bis es im Jahre 1885 in den Besitz des Herrn Dan. Edl. v. Lapp überging. Ueber den Aufschwung, welchen der Bergbau des Schallthales seither genommen hat, besitzen wir einen trefflichen Bericht aus der Feder des Herrn Bergrathes Emanuel Riedl[2]), der als Vorstand des k. k. Revierbergamtes Cilli Gelegenheit hatte, den merkwürdigen Geschicken dieses Bergbaues seit einer langen Reihe von Jahren als Augenzeuge zu folgen.

Wie aus diesem Berichte hervorgeht, hatte man zur Klarstellung der Lagerungsverhältnisse des Lignitflötzes zu jener Zeit 13 Bohrlöcher abgeteuft, von denen einzelne eine Gesammtteufe von etwas über 300 Meter (Bohrloch XIII = 305 Meter) erreichten; hiervon entfallen im Bohrloch VII z. B. 79·13 Meter auf reinen, 32·04 Meter auf unreinen Lignit. Die Mächtigkeit der Flötzmasse ist also stellenweise eine ganz colossale. Das Hangende bildet ein sehr einförmiger Complex von lichtgrauen, hie und da sandigen Tegeln; im Liegenden erscheinen, wie schon oben bemerkt, verschieden gefärbte plastische Thone, und als Basis hat man endlich an mehreren Punkten Sandsteine angefahren, welche Bergrath Riedl bereits den Sotzka-Schichten zuzählen möchte. Im Ganzen ergibt sich aus diesen Bohrungen, dass das Hauptflötz eine flache, nach der Beckenmitte hin abdachende Lagerung besitzt, und dass der Lignit von den Rändern des Beckens gegen das Innere hin stetig sowohl an Reinheit, wie auch an Mächtigkeit gewinnt.

Seit dem Abschluss des eben citirten Berichtes ist man auf Grund der erwähnten Bohrresultate bereits zur Abteufung von Schächten geschritten. Die als Hauptförderschacht bestimmte Anlage, welche den

[2]) E. Riedl, Der Lignit des Schallthales. Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen. Wien 1887. XXXV. Jahrgang, Nr. 12, pag. 1—6. Mit Karte und Profil.

Namen Kaiser Franz Josef-Schacht erhalten hat, — sie liegt südlich von der Ortschaft Skalis — durchsetzt, wie ich aus einer freundlichen brieflichen Mittheilung des Herrn Bergrathes Riedl entnehme, zunächst eine wenige Meter mächtige Lage von diluvialem Thon, sodann bis auf das Flötz hinab eine völlig gleichartige Masse von lichtgrauem, zarten, im Wasser schlammig sich auflösenden Tegel. Dieselbe Einförmigkeit der Hangendsedimente des Flötzes beobachtete man auch bei den früher vorgenommenen Versuchsbohrungen; nur an einer Stelle, im Bohrloche VII, brachte der Bohrer einen 25 Centimeter langen Kern von Sphärosiderit zu Tage; ausserdem fand sich an mehreren Stellen, und zwar gewöhnlich 1·5 Meter über dem Flötz, eine erdige, intensiv blau gefärbte Masse, welche Herr Bergrath Riedl als Vivianit bezeichnen möchte. Bei 142 Meter Tiefe erreichte der Kaiser Franz Josef-Schacht das Lignitflötz, und hat dasselbe bis jetzt auf 16 Meter Tiefe durchsunken. Der Sumpf des Schachtes steht also gegenwärtig in Lignit, der an dieser Stelle auf Grund der vorausgegangenen Bohrversuche auf siebzig bis achtzig Meter Mächtigkeit geschätzt wird.

Bei der Abteufung des vorerwähnten Schachtes fanden sich nun in einer Tiefe von 60 Metern, also vom Lignitflötz noch durch eine Tegelmasse von 82 Metern saigerer Mächtigkeit getrennt, in das oben beschriebene Material eingebettet, zahlreiche Knochenreste, welche mir Herr Bergrath Riedl, dessen Intervention es jedenfalls allein zu danken ist, dass der Fund der Wissenschaft erhalten blieb, zur Untersuchung und Bestimmung einschickte. Es waren Fragmente des Schädels, die noch mit den Aesten des Unterkiefers in Verbindung standen, und vereinzelte Knochen des Rumpfes und der Extremitäten eines Tapirs, und zwar, was den Fund besonders werthvoll macht, die Skeletreste eines einzigen Individuums. Das Gebiss und die Beschaffenheit der Gelenksenden der Röhrenknochen weisen auf ein noch junges Thier hin. Der Umstand, dass die Knochen trotz ihrer, in dem jugendlichen Altersstadium begründeten, geringeren Widerstandsfähigkeit eine so günstige Erhaltung zeigten, wie sie für die Zwecke unserer Untersuchung nothwendig war, beweist, dass zur Zeit der Einbettung des Cadavers sehr ruhige Absatzverhältnisse geherrscht haben mussten. Einer stürmischen Sedimentbildung hätte der lose Verband der Gelenkköpfe mit den Diaphysen, und die Verbindung des noch relativ schwachen Unterkiefers mit dem Schädel nicht zu widerstehen vermocht. Es steht diese Thatsache übrigens in vollstem Einklang mit der ausserordentlichen Gleichartigkeit der petrographischen Entwicklung des Schichtenmateriales, das sich über dem Lignitflötz aufbaut.

Den ruhigen Absatzverhältnissen ist es auch zu danken, dass im Bereiche einer so kleinen Aufschlussfläche, wie sie der Querschnitt eines Schachtes darbietet, so zahlreiche Reste des Skelets zum Vorschein kamen. Denn, wenn auch von anderen Fundorten, wie z. B. von dem weiterhin noch oft zu nennenden Ajnácskö in Ungarn, einzelne Theile des Skeletes in grösserer Vollständigkeit vorliegen, so kennen wir bis heute doch keinen Fund eines Tapirs der Tertiärformation, der uns mit so zahlreichen und den verschiedensten Körperregionen angehörenden Elementen des Skeletes eines und desselben Thierkörpers bekannt gemacht hätte, wie jener von Schönstein. Aus diesem

Grunde glaubte ich auch mit den Maassangaben für die einzelnen Theile des Skeletes, welche ja bekanntlich nicht immer jene Wichtigkeit besitzen, welche ihnen beigelegt wird, nicht allzu sparsam sein zu sollen.

Die Tegellage, in welcher der Tapir aufgefunden wurde, ergab sonst keinerlei Fossilreste. Erst in der Tiefe von 102 Meter stiess man wieder auf einen organischen Rest, ein sehr ungünstig erhaltenes Fragment eines Knochenfisches, das keine nähere Bestimmung zulässt.

Tapirreste sind in den Tertiärablagerungen der österreichisch-ungarischen Monarchie im Vergleiche zu anderen Gebieten gerade keine seltene Erscheinung. Zur Zeit, als H. v. Meyer seine Monographie der fossilen Tapire veröffentlichte [1]), lagen bereits Funde aus 3 verschiedenen Localitäten vor: Ajnácskö und Waitzen in Ungarn und Bribir in Croatien. Hierzu gesellten sich in späterer Zeit: Göriach [2]) bei Turnau in Obersteiermark Keutschach [3]) in Kärnten und endlich der hier beschriebene Fund von Schönstein in Südsteiermark.

Ausserdem fanden sich in der paläontologischen Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums ein isolirter oberer Backenzahn von *Tapirus spec.* aus den bekannten, an Knochentrümmern und Zahnresten reichen Miocänbildungen von Neudorf an der March, über welchen bisher keine Literaturangabe vorliegt, und Tapirzähne aus jüngeren Tertiärablagerungen Ungarns, welche erst in letzter Zeit zusammen mit anderen Säugethierresten an das genannte Museum gelangten, und über welche Herr Custos-Adjunct E. Kittl eine nähere Mittheilung in Aussicht gestellt hat.

H. v. Meyer unterschied in den mitteleuropäischen Tertiärablagerungen bekanntlich drei Arten der Gattung *Tapirus*: *T. priscus Kaup*, *T. hungaricus H. v. M.* und *T. helveticus H. v. M.* [4]) Es sind das zugleich die einzigen, nach vollständigeren Ueberresten beschriebenen und hinlänglich sicher begründeten fossilen Arten dieser Gattung und sie bilden auch für die nachfolgenden Schilderungen das wichtigste Vergleichsmaterial.

Tap. helveticus erscheint als die kleinste und zugleich geologisch älteste Form und bildet in beiden Beziehungen ein interessantes Analogon zu dem von Pomel aus dem Miocän von Bourbonnais (Südfrankreich) beschriebenen, aber ganz ungenügend begründeten *T. Poirieri.* [5]) H. v. Meyer hat die Tapirreste von Waitzen als *Tap. helveticus* bestimmt, und Vacek stellt die durch ihre Kleinheit auffallenden Molaren von Keutschach (vgl. das obige Citat) hierher. Dagegen ist der aus

---

[1]) H. v. Meyer, Die fossilen Reste des Genus Tapirus Palaeontographica. 1867, Band XV, 4. Lieferung, pag. 159—200. Mit Taf. XXV—XXXII.

[2]) A. Hofmann, Vorläufige Mittheilung über neuere Funde von Säugethierresten von Göriach. Verh. d. geol. Reichsanst. 1886, pag. 453.

[3]) M. Vacek, Ueber einige Pachydermenreste aus den Ligniten von Keutschach in Kärnten. Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1887, pag. 155.

[4]) Diese Art wurde von H. v. Meyer schon im Jahre 1840 auf einen von Othmarsingen stammenden Schädelrest gegründet (N. Jahrb. f. Mineral. 1840, pag. 584), aber erst in der oben citirten Monographie der fossilen Tapire ausführlicher geschildert.

[5]) Pomel, Mém. pour servir à la géol. et paléont. des terr. tertiaires du dép. de l'Allier. Bull. soc. géol. d. France. 1845—46, 2. sér., III, pag. 368 und Catalogue méthod., pag. 84. Ausserdem Gervais, Zool. u. Pal. franç. 2e édit., 1859, pag. 164.

dem Miocän von **Neudorf** an der March vorliegende Molar von so bedeutenden Dimensionen, dass er auf keinen Fall zu *Tap. helveticus* in Beziehung gebracht werden kann. Ebenso sind die sicher miocänen Tapirreste von **Göriach** von *Tap. helveticus* verschieden; **Hofmann** hat sie zunächst mit *Tapirus priscus Kaup* verglichen. Erinnert man sich noch des *Tapirus suevicus Fraas* aus den Schichten von Steinheim [1], so hat man wohl genug Anzeichen dafür, dass unsere Gattung in der durch *Mastodon angustidens* und *tapiroides*, *Anchitherium Aurelianense, Palaeomeryx, Amphicyon* etc. charakterisirten Säugethierfauna des Miocäns durch mehrere Arten vertreten war.

Tapirus priscus Kaup repräsentirt die' grösste bisher bekannte fossile Tapirart. Ursprünglich von **Kaup** als ein bezeichnendes Element der Fauna von **Eppelsheim** beschrieben, wurde dieselbe später von H. v. **Meyer** auch in den oben angeführten Localitäten **Ajnácskö** und **Bribir** nachgewiesen. Es konnte das umso weniger überraschen, als beide Localitäten ehedem als Fundpunkte für die Fauna von **Eppelsheim** angesehen wurden. Th. **Fuchs** [2]) hat aber inzwischen den Nachweis geliefert, dass **Ajnácskö** und **Bribir** durch das Vorkommen von *Mastodon arvernensis*, *Mastodon Borsoni* als Theile eines geologisch jüngeren Faunengebietes charakterisirt werden, das in England durch den **Suffolk Crag**, in Frankreich durch die Fauna von **Montpellier**, in Deutschland durch die Funde bei **Fulda** vertreten erscheint, und welches so recht eigentlich den Typus der pliocänen Säugethierfauna repräsentirt. Ist somit H. v. **Meyer**'s Bestimmung der grossen Tapirart von **Ajnácskö** und **Bribir** richtig — und es liegt thatsächlich kein Grund vor, dieselbe in Zweifel zu ziehen — so muss *Tapirus priscus Kaup* als ein langlebiger, zwei aufeinanderfolgenden Säugethierfaunen gemeinsamer Typus betrachtet werden.

Zusammen mit dieser Tapirart fand sich in **Ajnácskö** aber noch eine zweite von etwas kleinerem Körperausmaass vor, welche H. v. **Meyer** auf Grund eines prächtig erhaltenen Schädels schärfer zu charakterisiren vermochte, als dies für irgend eine der anderen fossilen Arten bisher der Fall war.

Diese zweite Art von **Ajnácskö** wurde als *Tapirus hungaricus* beschrieben; sie stellt zweifellos die eigentlich bezeichnende Tapir-Art der genannten, durch *Mastodon arvernensis* und *Borsoni* charakterisirten Pliocänfauna dar, und es erscheint daher auch in stratigraphischer Beziehung von Interesse, dass es gerade diese Art ist, mit welcher wir, wie die folgenden Blätter darthun sollen, die Tapirreste aus dem Hangenden des Lignites von **Schönstein** identificiren müssen.

Auf die Tapirarten der französischen Tertiärablagerungen konnte bei unseren Vergleichen nur wenig Bezug genommen werden. Einmal sind dieselben, auch die schon im Jahre 1827 als *Tap. arvernensis* beschriebene Art mit eingeschlossen, auf recht unzulängliches Material

[1]) **Fraas**, Die Fauna von Steinheim. Württemberg. Jahreshefte. Stuttgart 1870, XXVI. Jahrg., 2. und 3. Heft, pag. 204, Taf. VIII, Fig. 9.

[2]) Th. **Fuchs**, Ueber neue Vorkommnisse fossiler Säugethiere von **Jeni Saghra** in Rumelien und von **Ajnácskö** in Ungarn nebst einigen allgemeinen Bemerkungen über die sogenannte „pliocäne Säugethierfauna". Verh. d. geol. Reichsanstalt. 1879, Nr. 3, pag. 49—58.

gegründet worden, andererseits unterliegt es keinem Zweifel, dass unter der Bezeichnung *Tap. arvernensis* später eine Reihe verschiedener Arten zusammengeworfen worden sind. Wir werden auf diesen Gegenstand bei Besprechung der unteren Molaren des Kiefers von Schönstein und seiner Beziehungen zu dem von Croizet und Jobert aus der Auvergne beschriebenen Kieferstücke ausführlicher zurückkommen.

Von den Tapiren der italienischen Tertiärlocalitäten gelangte meines Wissens nur ein einziger Fund durch Capellini zur Beschreibung und Abbildung.[1]) Capellini vergleicht diese Reste — eine Backzahnreihe des Oberkiefers — mit *T. hungaricus H. v. Meyer* und mit *T. minor Gervais* von Montpellier. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sowohl die genannte Art von Montpellier, wie auch die Reste von der italienischen Localität mit jener Art zusammenfallen, welche H. v. Meyer als *T. hungaricus* bezeichnet hat, aber bei so spärlichem Material, wie es von den beiden genannten Fundorten vorliegt, ist eine strengere Begründung der specifischen Uebereinstimmnng dieser Reste überhaupt nicht durchführbar.

Wir gehen nun zur Beschreibung der Funde von Schönstein über.

Beschreibung der Tapirreste von Schönstein.

A. Der Schädel.

Obwohl Schädel und Unterkiefer offenbar noch in ihrer natürlichen Verbindung als Ganzes in den Schlamm eingebettet wurden, gelang es bei aller Mühe, die auf die Präparation verwendet wurde, doch nicht mehr, das Kopfskelet im Gesammtbild zur Anschauung zu bringen. Zwei Verwerfungen, welche in spitzem Winkel zur Sagittalnaht durch den Schädel hindurchsetzen, zerlegten denselben in drei Fragmente: Ein Mittelstück, das einen Theil des rechten Maxillare, die Nasalia und Bruchstücke des Stirn- und Scheitelbeines umschloss, und zwei seitliche Segmente, welche je eine Oberkieferhälfte und in verschobener Stellung Theile der entsprechenden Unterkieferäste umfassten. Eines dieser seitlichen Stücke, auf dessen Temporalregion noch der Kronenfortsatz der rechten Unterkieferhälfte aufsitzt, reicht in Folge der schiefen Stellung der Verwerfungsebenen nach rückwärts bis zu den Occipitalhöckern, während andererseits von dem Mittelstück eine offenbar secundär verschobene Knochenschuppe abgelöst werden konnte, welche das linke Squamosale (mit dem Meatus auditorius externus und dem Processus paramastoideus) darstellt.

Nachdem noch die beiden horizontalen Aeste des Unterkiefers von den obengenannten seitlichen Segmenten des Schädels abgetrennt worden waren, lag dieser selbst in 4 isolirten Stücken vor, welche zwar wegen der nachträglich eingetretenen Verschiebungen und Verdrückungen eine Reconstruction nicht zuliessen, die aber auch in ihrem fragmentaren Zustande mehrere wichtige Anhaltungspunkte zum Vergleiche mit fossilen und lebenden Verwandten darboten.

---

[1]) G. Capellini, Resti di Tapiro nella lignite di Sarzanello. Atti della R. Accademia dei Lincei. Roma 1880—81, Ser. III. Memor. d. Cl. d. sc. fis., math. e nat. Vol. IX, pag. 76—80, mit 1 Taf.

Der werthvollste Rest ist in dieser Beziehung unstreitig jenes mittlere Spaltstück, an dem die Fronto-Nasalregion blossgelegt werden konnte; Fig. 5 der Taf. XIV stellt dasselbe in der Scheitelansicht dar. Man beobachtet an diesem Stücke zur Rechten den für Tapirus so charakteristischen weiten und tiefen Ausschnitt zwischen Maxillare und Nasale, dann in trefflicher Erhaltung die Nasalia selbst (nas.) mit ihrer medianen Verbindungsnaht, hinter diesen einen Theil des linken Stirnbeines (front.) und daran anschliessend endlich ein Fragment der linken Seitenwand des Schädels (par.). Zwischen Nasale und Frontale liegt eine auffallende Depression von nahezu kreisförmigem Umriss *(e)*, welche vorne und medianwärts vom Nasale, rückwärts vom Frontale umschlossen wird, nach aussen und vorne aber stark verschmälert an der Aussenwand der vorderen Nasenöffnung absteigt. An dem Frontale selbst bemerkt man deutlich 2 nach aussen convergirende Kämme: Eine schwächere nach vorne concave Crista *c*, welche medianwärts in die zwischen die beiden Nasalia sich vorschiebende Spitze des Stirnbeins ausläuft, und eine stärker entwickelte, nach aussen concave Crista *c'*, welche den vorderen Abschnitt des bei allen Tapirarten kräftig ausgeprägten Frontoparietalkammes darstellt.

Ein Vergleich mit dem von H. v. Meyer als *Tapirus hungaricus* beschriebenen Schädel von Ajnácskö ergab eine überraschende Uebereinstimmung. Das uns erhaltene Stück der lateralen Crista *(c')* zeigt in Bezug auf die Medianlinie genau denselben Verlauf, wie an dem Schädel von Ajnácskö. Dasselbe gilt für die vordere Crista des Stirnbeins *(c)*, die an dem Schädel von Ajnácskö entsprechend dem vorgeschrittenen Alter des betreffenden Individuums etwas kräftiger angelegt erscheint, als an dem Schädel des noch sehr jugendlichen Thieres von Schönstein. Die Nasalia haben in beiden Schädeln dieselbe Gestalt und sehr nahe übereinstimmende Dimensionen. An dem Reste von Schönstein ergab die Messung der linken Hälfte des Nasale eine Maximalbreite von 0·034 bei einer Länge von 0·061, an dem Schädel von Ajnácskö betragen die betreffenden Werthe 0·038 und 0·064. Die runden Gruben endlich, welche sich bei unserem Reste an der Basis der Nasalia in die Schädeloberfläche einsenken, finden wir mit dem gleichen Umriss und in gleicher Grösse an *Tapirus hungaricus* von Ajnácskö wieder. H. v. Meyer hat dieselben in seiner im Allgemeinen etwas skizzenhaft gehaltenen Zeichnung der Scheitelansicht (l. c. Taf. XXX) dieses Schädels sehr gut zur Darstellung gebracht, obwohl er in seiner Beschreibung dieses, wie wir sehen werden, sehr beachtenswerthen Merkmales mit keinem Worte gedenkt.

Für die Höhe des Nasalausschnittes, welche an dem Schönsteiner Reste 0·026 beträgt, ist an dem Schädel von Ajnácskö wegen der starken Depression desselben keine Maasszahl zu gewinnen.

Das in Rede stehende Schädelfragment zeigt also in allen der Beobachtung zugänglichen Merkmalen die vollständigste Uebereinstimmung mit dem Schädel von Ajnácskö; mit Rücksicht auf die bessere Erhaltung einzelner Details der Frontonasal-Region bildet dasselbe sogar eine sehr werthvolle Ergänzung zu dem älteren, in anderen Theilen allerdings vollständigeren Fundstücke.

Das uns vorliegende Bruchstück gewinnt nämlich noch dadurch an Interesse, dass gerade in der Gestaltung dieses Abschnittes der

Scheitelansicht eines der wesentlichsten Unterscheidungsmerkmale für die Trennung der beiden Haupttypen lebender Tapire, des amerikanischen und des indischen Typus, zu suchen ist. Die Entwicklung einer geräumigen, nach hinten halbkreisförmig umrandeten Grube in der Grenzregion von Nasale und Frontale, wie wir sie an dem Schädelfragmente von Schönstein beobachtet haben, finden wir nur bei *Tapirus indicus* wieder. Dieselbe beherbergt hier eine von einer papierdünnen Knochenlamelle umschlossene hohle, oben dütenförmig eingedrückte Kapsel („air sinus" nach Flower), die nach unten sich rasch verjüngend in die Nasenhöhle ausläuft. Die unregelmässig verdrückte Knochenlamelle, welche in unserer Fig. 5 im Bereiche der Einsenkung hinter dem Nasale sichtbar ist *(e)*, stellt die Wandung dieser Luftkammer dar, die mit *r* bezeichnete Furche an der Basis des Nasenbeines aber die Grenze des Nasale gegen deren dütenförmig ausgezogenen vorderen Rand.

In der hinteren Umrandung dieser Grube liegt bei *Tapirus indicus* ebenso, wie bei unserem fossilen Reste eine wohl ausgeprägte vordere Frontalcrista *(c)*. Dieselbe bildet einen nach vorn concaven Bogen, der sich in Folge der kräftigen Einkrümmung des medianen Schenkels rasch mit jenem der anderen Stirnbeinhälfte vereinigt. Das Frontale läuft in Folge dessen nach vorn in eine, nahe ihrer Endigung etwas aufgeblähte Spitze aus, die sich deutlich zwischen die beiden Nasalia einschiebt. Auch in diesem Punkte gleicht der Tapir von Schönstein vollkommen der indischen Art.

Bei den recenten Tapiren der westlichen Hemisphäre tritt an Stelle der eben beschriebenen weiten, von den Frontalcristen umrahmten Gruben an der Nasenwurzel jederseits ein schmaler, canalförmig verengter Ausschnitt, so dass von der vorderen Frontalcrista nur die lateralen Schenkel übrig bleiben. Dementsprechend laufen die Frontalia auch nicht spitz nach vorne aus, wie bei *Tapirus indicus*, sondern treten an breiten, queren, also vornehmlich in frontaler Richtung ausgedehnten Suturen mit den Nasenbeinen in Verbindung.

Diese sehr auffallenden Unterschiede in der Gestaltung der Fronto-nasal-Region stehen offenbar in Zusammenhang mit der verschiedenen Entwicklung des Rüssels der beiden genannten Arten. Der längere und freier bewegliche Rüssel des indischen Tapirs bedurfte für seine Musculatur einer breiteren Insertionsbasis, als das relativ kurze analoge Organ der amerikanischen Arten. Diesem Bedürfnisse entsprechen denn auch die fast bis zur Medianlinie hineinreichenden Depressionen an der Basis der Nasalia und die kräftig angelegten vorderen Frontalkämme. In umgekehrter Folge dürfen wir andererseits aus der charakteristischen Ausprägung dieser Merkmale an dem Schädel des fossilen Tapirs von Schönstein schliessen, dass diesem zum Unterschiede von den lebenden amerikanischen Arten jene als Greiforgan sich darstellende Modification des Rüssels zukam, welche heute dem indischen Schabrakentapir eigenthümlich ist.

Die seitlichen Segmente, welche von dem Schädel von Schönstein erhalten geblieben sind, boten zwar, wie die Abbildungen Fig. 6 und 7 der Taf. XIV zeigen, Gelegenheit, die vollständige Bezahnung des Oberkiefers zur Anschauung zu bringen, für vergleichende Betrachtungen über den Schädel selbst aber ergab sich hierbei nur sehr spärliches Material.

In dem rechtsseitigen Segment ist von der Wangenseite des Gesichtsschädels noch so viel erhalten, dass sich einige Beziehungen zu dem Schädel von Ajnácskö herstellen lassen. Der Verticalabstand zwischen dem Wurzelhals des hintersten Prämolars (p_1, bzw. d_1) und dem Unterrande der Orbita beträgt in beiden Fällen übereinstimmend ungefähr 0·043. Ein Frontalschnitt durch den Vorderrand der Orbita fällt bei dem Schädel von Ajnácskö in die vordere Hälfte dieses letzten Prämolars. An dem Stücke von Schönstein ist die vordere Umrandung der Orbita zwar nicht mehr erhalten, das Verhältniss dieses Theiles des Oberkiefers zur Zahnreihe ist jedoch ein solches, dass auch für diese Merkmale eine vollständige Uebereinstimmung vorausgesetzt werden darf. So liegt auch die Stelle, an welcher knapp hinter dem Foramen infraorbitale eine plötzlich eintretende seitliche Ausladung der Wangenfläche den Beginn der Regio jugalis anzeigt, an beiden Schädeln in dem zwischen p_3 und p_2 hindurchgehenden Frontaldurchmesser (vergl. hierzu Taf. XIV, Fig. 6). Die zweite Grenzmarke, welche durch den seitlichen Abschwung des Jochbogens gegeben wird, d. i. der Vorderrand der vom Jochbogen umrahmten Ellipse, ist in dem vorliegenden Falle als Vergleichspunkt nicht zu verwerthen, da der Kiefer des Individuums von Schönstein, wie die Bildung der Alveole für m_2 in Fig. 6, Taf. XIV deutlich erkennen lässt, seine volle Länge noch nicht erreicht hat, während der Schädel von Ajnácskö einem vollständig ausgewachsenen Thiere angehört hat. Diesem Umstande entsprechend fällt auch die genannte Grenzmarke bei *Tapirus hungaricus* von Ajnácskö in die hintere Hälfte von m_2, bei dem Schädel des jugendlichen Thieres von Schönstein dagegen in die hintere Hälfte von m_1.

Das Stück des Gaumens, das in dem linken Oberkieferfragment (Taf. XIV, Fig. 7) erhalten geblieben ist, gibt zu keinen weiteren Bemerkungen Anlass. Die Grenze zwischen Maxillare und Palatinum ist nicht mehr zu beobachten. Ebenso fehlt in den beiden seitlichen Fragmenten des Schädels jede Spur des Zwischenkiefers, was um so mehr überrascht, als derselbe, bei recenten Tapiren wenigstens, schon frühzeitig mit dem Maxillare in synostotischen Verband tritt.

Obwohl das rechtsseitige Spaltstück des Schädels nach rückwärts bis zu den Condyli occipitales reicht, ist doch weder die Schläfenregion, noch die Basis cranii der Beobachtung zugänglich. Auf der ersteren sitzt der breite Kronenfortsatz der rechten Unterkieferhälfte auf, die letztere wurde durch die mechanischen Verschiebungen, welche die Schädelfragmente erlitten haben, zerstört.

Das isolirt vorliegende S q u a m o s a l e der linken Seite mit der äusseren Mündung des Gehörganges und dem dieselbe nach rückwärts abschliessenden Fortsatz weist keine Unterschiede gegenüber den recenten Tapirarten auf, und es konnte daher von einer Abbildung des Stückes abgesehen werden. Die Mündung des Gehörorganes misst in sagittaler Richtung 0·0165: an dem kräftig entwickelten Fortsatz, welcher dieselbe rückwärts begrenzt, zieht von oben nach unten eine tiefe (bis 0·002 breite) Furche herab, die Trennungsfurche zwischen dem Proc. posttympanicus und dem Proc. exoccipitalis, die bei Tapirus bekanntlich zu einem Ganzen verschmelzen.

Die C o n d y l i o c c i p i t a l e s befinden sich nicht mehr in normaler Stellung und haben auch sonst Beschädigungen erfahren, so dass wir

diesen Theil des Schädels mit dem sehr schön erhaltenen Hinterhaupt des Kopfes von Ajnácskö nicht direct vergleichen können. Da aber von Schönstein ein Atlas vorliegt, an welchem die Gelenkpfannen für die Hinterhauptshöcker in tadelloser Erhaltung zu beobachten sind, so war es möglich, den Vergleich auf indirectem Wege durchzuführen. Für den Schädel von Ajnácskö ergaben sich zunächst folgende Maasse:

Aeussere Condylenbreite	0·074
Innenabstand der beiden Condyli	0·035
Grösster Durchmesser eines Condylus in sagittaler Richtung	0·025

Die correspondirenden Ausmaasse an dem Atlas von Schönstein ergeben folgende Werthe:

Abstand der Aussenränder der beiden Gelenkgruben	0·075
Abstand der Innenränder der beiden Gelenkgruben	0·037
Grösster Sagittaldurchmesser einer Gelenkgrube	0·026

Die Dimensionen der beiden verglichenen Objecte könnten sich kaum vollkommener decken, wenn es sich um Messungen an Elementen eines und desselben Thierkörpers handeln würde.

Es ist das nur ein weiteres Glied jener Reihe von Einzelnbeobachtungen, welche die Uebereinstimmung des fossilen Tapirs von Schönstein mit jenem des *T. hungaricus H. v. M.* aus den Ablagerungen von Ajnácskö darthun. Dieselben genügen an und für sich schon, die specifische Identität der beiden Fundstücke zu erweisen; wir werden aber in einem der nächsten Abschnitte sehen, dass sich diese Uebereinstimmung auch auf die Bezahnung des Oberkiefers bezieht, wodurch die Richtigkeit unserer Bestimmung der Tapirreste von Schönstein als *Tapirus hungaricus H. v. M.* ausser allen Zweifel gesetzt wird.

B. Der Unterkiefer.

Mit den Spaltstücken des Schädels standen, wie schon oben bemerkt wurde, noch Abschnitte des unteren Kieferbogens in Verbindung, und zwar konnten für die Untersuchung zugänglich gemacht werden: die beiden horizontalen Kieferäste mit Ausschluss der Incisivregion, und der Kronenfortsatz des rechten aufsteigenden Astes, welcher noch in situ naturale in der Schläfengrube der correspondirenden Schädelseite blossgelegt werden konnte.

An dem in Fig. 1, Taf. XIV abgebildeten Ast des Unterkiefers ist von der Symphyse noch so viel erhalten, dass die Lage ihres hinteren Randes gegenüber der Backenzahnreihe festgestellt werden kann. Derselbe liegt 0·007 vor dem durch den Vorderrand von d_3 hindurchgehenden Verticaldurchmesser. Der Höhendurchmesser des Kiefers selbst beträgt in der Region des genannten vordersten Backenzahnes von dessen Kronenbasis ab an der Innenseite gemessen 0·040; für die weiter nach rückwärts liegenden Höhendurchmesser ist keine Maasszahl zu gewinnen, da der in diesem Abschnitt bekanntlich blasig aufgetriebene Kiefer in beiden Aesten durch mechanische Einflüsse stark deformirt erscheint. Das Foramen mentale liegt unterhalb der vorderen Hälfte von d_3, sein

oberer Rand ist von dessen Kronenbasis 0·023 entfernt. Der vorderste Abschnitt des Kiefers ist leider weggebrochen, so dass über die Länge der Symphyse und die Anordnung der unteren Incisiven nichts mehr zu beobachten ist. Auch die Alveole für den Canin fehlt; die Länge des Diastems kann also nicht mehr festgestellt werden; dieselbe war, nach dem schlanken Bau des Kiefers in diesem Abschnitt zu urtheilen, jedenfalls eine beträchtliche.

Das Fragment, das von dem aufsteigenden Aste vorliegt, zeigt in seinen Umrissen keine auffallende Abweichung gegenüber den Kiefern lebender Arten. Die Gesammthöhe des Kiefers von dem Unterrande des horizontalen Astes bis zur Spitze des Processus coronoideus beträgt ungefähr 0·165; der Werth ist nur ein annähernder, da das Stück in diesem Abschnitt ebenfalls Verdrückungen erfahren hat. In der Region der grössten Breite misst der aufsteigende Ast ungefähr 0·108. Der Gelenkfortsatz fehlt.

An dem Schädel von Ajnácskö, auf welchen H. v. Meyer den *Tap. hungaricus* gegründet hat, fehlt der untere Kieferbogen, und der Unterkiefer dieser Art galt daher als unbekannt. Unter den Materialien, welche Krenner[1]) im dritten Bande des Jahrbuches der ungarischen geologischen Gesellschaft aus Ajnácskö als *Tap. priscus* beschrieben und abgebildet hat, befindet sich auch ein vollständiger Unterkiefer (l. c. Taf. I, Fig. 13 und Taf. II, Fig. 7), von dem ich glaube, dass er auf *Tap. hungaricus* zu beziehen sein wird, und dasselbe gilt von der Zahnreihe, welche Krenner auf Taf. II, Fig. 1 und 2 zur Anschauung bringt. Beide Stücke repräsentiren jene Phase der Entwicklung des Gebisses, welche von *Tap. hungaricus* aus Schönstein vorliegt, und gestatten daher einen Vergleich mit unseren Resten, der, wie die Besprechung der unteren Backenzähne darthun wird, die vollständigste Uebereinstimmung ergibt. Auch die Gestaltung der Kieferäste ist in beiden Fällen dieselbe; über die oben von dem Schönsteiner Reste angeführten Details, — die Lage der Symphyse, das Foramen mentale, die Kieferhöhe etc., können wir leider an den Abbildungen allein keine Vergleichungen anstellen, zumal dieselben gerade in dieser Beziehung in ihrer Ausführung einiges zu wünschen übrig lassen.[2])

Von *Tap. priscus Kaup.* unterscheidet sich der Unterkiefer von Schönstein schon durch seine geringeren Dimensionen. Für die Höhe des Unterkiefers unterhalb des vordersten Backenzahnes, für welche

[1]) J. Krenner, Ajnácskö ösemlösei. Magyar földtani társulat munkálatai, III. Kötet. Pest 1867. Die Abbildungen, welche diesen in ungarischer Sprache erschienenen Aufsatz begleiten, wurden von H. v. Meyer in seiner Monographie der fossilen Tapire (Paläontogr. XV, 1867) im Einverständnisse mit dem Verfasser reproducirt.

[2]) Ganz unverständlich erscheint zum Beispiel die Ansicht, welche den Unterkiefer von oben darstellt (Taf. II, Fig. 7 bei Krenner und Taf. XXXII, Fig. 2 bei H. v. Meyer). Da sie sich offenbar auf dasselbe Stück bezieht, welches in Fig. 13 der Taf. I von der Seite dargestellt wird, so ist es unbegreiflich, warum hier nicht die Spaltung der beiden Unterkieferäste und die Lage der Symphyse zum Ausdruck gelangt. Das Stück gleicht, wenn wir von der Bezahnung absehen, in dieser Ansicht eher einem Gaumenfragment, als einem Unterkiefer. Es ist dies um so merkwürdiger, als von dem Zeichner auf die Ausführung der Zähne eine wirklich rühmenswerthe Sorgfalt verwendet wurde; die Abbildungen der Zähne gehören geradezu zu den besten, die wir heute von Tapirzähnen besitzen.

wir oben 0·040 gefunden haben, führt H. v. Meyer (l. c. pag. 162)[1]) bei *Tap. priscus* von Eppelsheim 0·057 an. Wenn auch diese Werthe nicht direct verglichen werden können, da der Kiefer von Schönstein einem jungen Thier angehört und daher seine normale Höhe noch nicht erreicht hat, so ist der Vorsprung, welchen *Tap. priscus* besitzt, doch ein so bedeutender, dass er durch das Wachsthum allein nicht mehr ausgeglichen werden kann. Der hintere Symphysenrand fällt bei *Tap. priscus* genau mit dem Vorderrand des vordersten Backenzahnes zusammen, das Foramen mentale hat dagegen ungefähr dieselbe Lage, wie bei *Tap. hungaricus* von Schönstein.

Bei *Tap. arvernensis* liegt (nach einer Abbildung bei Blainville, Heft Tapir, Pl. VI) der Hinterrand der Symphyse unter der Mitte von p_3, ist also noch weiter nach hinten gerückt, als bei *Tap. priscus.* Auch das Foramen mentale erscheint etwas nach rückwärts verschoben, es liegt unter dem Hinterrand von p_3. Andererseits fällt der kleine *Tapirus helveticus* wieder durch seine weit nach vorne gerückte Lage des Foramen mentale auf. Für die letztgenannte Art gibt H. v. Meyer eine Kieferhöhe (unter p_3) von 0·041 an (l. c. pag. 185), eine auffallend hohe Zahl im Vergleiche zu dem für unsere Art gefundenen Höhendurchmesser; dieselbe erklärt sich zum Theile wohl schon daraus, dass die verglichenen Individuen in verschiedenem Alter stehen, zum Theile mag sie auch thatsächlich in einer Verschiedenheit des Kieferbaues begründet sein.

C. Die Bezahnung.

Mit Ausnahme der Incisiven des Oberkiefers und der unteren Canine sind uns an den Kieferstücken von Schönstein sämmtliche Elemente des Gebisses erhalten geblieben. Ein Blick auf die Zahnreihen, welche in Fig. 1, 6 und 7 der Taf. XIV zur Darstellung gelangen, lehrt, dass wir es mit den Resten eines sehr jungen Thieres zu thun haben. Der erste echte oder bleibende Molar *(m_1)* steckt noch tief in seiner Alveole — an dem in Fig. 6 abgebildeten Stücke wurde derselbe erst durch Präparation künstlich blossgelegt, nur in der rechten Kieferhälfte (Fig. 7) sehen wir ihn in seiner natürlichen Lage —, die Alveole für m_2, die nur in dem rechten Oberkiefer zu beobachten ist, beginnt sich eben erst zu öffnen und sie beweist, dass der Kiefer in seinem rückwärtigen Abschnitt noch in vollem Wachsthum begriffen ist. Der hinterste Prämolar *(d_1)* besitzt nur schwache Usuren, und hätte noch geraume Zeit dem Kaugeschäfte dienen müssen, bevor m_1 vollständig in die Kauebene eingerückt und jenes Stadium erreicht worden wäre, in welchem d_1 durch den bleibenden p_1 ersetzt wird. Das Gebiss des Tapirs von Schönstein ist also ein wahres Milchgebiss. In der That beobachtet man an dem linken Oberkiefer unter d_1, d_2 und d_3 durch einen Zufall aufgebrochene grosse Alveolarräume, und in dem vordersten, unterhalb d_3, die Keimanlage eines Ersatzzahnes. Ebenso konnten an der Unterseite des rechten Unterkieferastes durch einen künstlichen Anbruch die Keime der Ersatzzähne für d_1 bis d_3 blossgelegt werden.

[1]) Auf pag. 185 finden sich übrigens für dieselben Durchmesser ganz andere Zahlenangaben.

Der Tapir von Schönstein befindet sich genau in demselben Altersstadium, wie der von Blainville (Planche V des Heftes Tapir) zur Illustrirung des Milchgebisses verwendete recente *Tapirus pinchacus juv.*

Der Zwischenkiefer fehlt, wie schon oben bemerkt wurde, ebenso die Incisivregion des Unterkiefers. Zufälliger Weise fanden sich aber in dem die Nasenhöhle erfüllenden Tegel isolirt: der obere Canin der linken Seite und aus dem Unterkiefer Incisiv 1—3 rechts und Incisiv 3 links. Auch diese Zähnchen tragen nach einem Vergleiche mit recenten Tapiren die Kennzeichen der Elemente eines Milchgebisses, und diesem ihrem hinfälligen Charakter ist es wohl auch zuzuschreiben, dass sie, vielleicht schon unter dem Einfluss nachrückender Ersatzzähne, ihren Halt in den Alveolen verloren und sich vom Kiefer getrennt haben.

Was den Vergleich des Gebisses mit dem anderer fossiler Tapire betrifft, so lag natürlich hierfür ein weit umfangreicheres Material vor als für die Fragmente des Schädels.

Bei den geringen Schwankungen, welchen das wohlbekannte typische Bild des Tapirzahnes auch in seinen feineren Details unterliegt, war von vorneherein kaum zu erwarten, dass sich aus dem Bau des Reliefs allein eine in Worten fassbare Differentialdiagnose gegenüber verwandten Arten entwickeln lassen würde. Es mussten noch andere Merkmale zu Hilfe genommen werden. Hierher gehören vor Allem die Grössenverhältnisse.

Ein Vergleich der Dimensionen einzelner Zähne und der Zahnreihen mit jenen anderer fossiler Tapire führte zunächst wieder auf *Tapirus hungaricus* hin, auf jene Art, welcher in diesem Punkte eine vermittelnde Stellung zwischen dem grossen Tapir von Eppelsheim, dem *Tapirus priscus Kaup*, und der kleinen Tapirart der nächst tieferen miocänen Fauna, des *Tapirus helveticus H. v. Meyer*, zukommt. Nimmt man nämlich (mit Rücksicht auf die Beschaffenheit des uns vorliegenden Restes) die Gesammtlänge der 4 Prämolaren des Oberkiefers zum Ausgangspunkte des Vergleiches, so erhält man für die vorerwähnten drei Arten folgende Maasszahlen:

Tapirus priscus, Eppelsheim 0·087 (an dem Modell gemessen)
„ *hungaricus*, Ajnácskö 0·073 (an dem Original gemessen)
„ *helveticus*, Othmarsingen 0·057 (nach H. v. Meyer).

Der Tapir von Schönstein ergibt für dasselbe Ausmaass die Zahl 0·0765, die, wie wir sehen werden, nur deshalb über den an dem Schädel von Ajnácskö gewonnenen Werth um ein Geringes ansteigt, weil die Elemente des Milchgebisses in ihrer Länge die analogen Bestandtheile des vollendeten Gebisses stets um einen kleinen Betrag übertreffen. Der einzige bleibende Zahn, den wir im Gebisse von Schönstein besitzen, m_1, stimmt denn auch in seinen Dimensionen mit jenen an dem Schädel des *Tapirus hungaricus* von Ajnácskö auf das Genaueste überein.

Ueberraschend ist sodann die Aehnlichkeit, welche die in Vergleich gezogenen Stücke im Gesammthabitus ihrer Mahlzähne darbieten. Der Umriss der Prämolaren zeigt allerdings vielfach Differenzen, dieselben sind jedoch durchwegs darauf zurückzuführen, dass gerade in diesem Punkte Abweichungen zwischen Milch- und Ersatzzähnen bestehen, welchen bisher keine Aufmerksamkeit geschenkt wurde, und auf die sofort näher eingegangen werden soll.

Der Aufbau des Reliefs jedoch könnte kaum eine grössere Uebereinstimmung zeigen, wenn die Zähne der beiden verglichenen Kieferstücke nach einem und demselben Modell geformt worden wären, und es fällt diese Aehnlichkeit umso besser in die Augen, als sich die Bezahnung beider Stücke bezüglich des Grades der Abnützung, der den Gesammteindruck so wesentlich beeinflusst, in annähernd gleichen Verhältnissen befindet.

Wie die Beschaffenheit der Schädelstücke, so drängen uns auch die Merkmale des Gebisses und speciell jene der Oberkieferbezahnung dahin, die fossilen Reste des Tapirs von Schönstein mit *Tapirus hungaricus H. v. Meyer* zu identificiren.

I. Die Bezahnung des Oberkiefers.

1. Der obere Canin.

Der in Fig. 8 der Taf. XIV in drei Ansichten dargestellte Zahn stimmt in seiner Grösse, in der Beschaffenheit der Krone und der für einen Canin auffallend schlanken Gestalt seiner Wurzel vollständig mit dem oberen linken Eckzahn eines Schädels von *Tapirus (Elasmognathus) Bairdii Gill.* überein, den ich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum vergleichen konnte. Der Schädel der genannten amerikanischen Art wurde nur deshalb als Vergleichsobject benützt, weil er zufällig genau dasselbe Wachsthumsstadium repräsentirt, in dem sich der Tapir von Schönstein befindet, und diesem auch in seinen Dimensionen sehr nahe steht. Die Gesammtlänge der oberen Milchzähne d_1—d_4 beträgt bei diesem recenten Tapir 0·075, bei unserer fossilen Art, wie schon oben angeführt wurde, 0·0765. Im Uebrigen bestehen zwischen *Tapirus Bairdii* und der fossilen Art im Schädelbau und besonders in der Ausbildung der Fronto-nasal-Region dieselben Differenzen, die schon oben als diagnostisches Kennzeichen zwischen den Tapiren der alten und neuen Welt Verwerthung gefunden haben.[1])

Die Krone des Eckzahnes ist von eigenthümlich plumper, stumpf spatelförmiger Gestalt. Die von der Abkauung noch unberührten Seitenkanten convergiren unter einem Winkel von etwas über 90°. Die nach vorn gewendete kürzere Kante ist ziemlich geradlinig, die hintere längere dagegen von schwach bogigem Verlauf. Die Aussenseite der Krone ist über die ganze Fläche hin gleichmässig kräftig aufgewölbt; die der Mundhöhle zugekehrte Seite ist nur an ihrer Basis blasig aufgetrieben, so zwar, dass dem schneidenden Rand der Krone entlang und diesem parallel ein schmaler ebenflächiger Saum übrig bleibt, der auch functionell von Wichtigkeit ist, weil er die Zuschärfung der Krone bedingt.

Die Wurzel ist im Gegensatze zu der für Eckzähne charakteristischen Bildung ausserordentlich schmächtig und von der verbreiterten Krone stark abgeschnürt. In dieser Hinsicht wird dieser Canin einem Schneidezahn ähnlich, und zwar vor Allem dem dritten oberen Incisiv,

---

[1]) Die in Rede stehende amerikanische Art, welche in der Umgebung des Isthmus von Panama lebt, wurde mit Rücksicht auf die an die tichorhinen Nashörner erinnernde Verknöcherung des Mesethmoid's von Gill als *Elasmognathus* von den übrigen amerikanischen Tapiren generisch abgetrennt

umsomehr, als dieser selbst wieder durch eine eckzahnartige Kronenbildung ausgezeichnet ist.

Der Zahn ist von auffallend kleinen Dimensionen:

Länge der Krone	0·0065
Breite von vorn nach hinten . . .	0·0060
„ „ innen nach aussen . .	0·0045

Unter den von H. v. Meyer abgebildeten Eckzähnen fossiler Tapire hat jener von Haslach (loc. cit. pag. 194, Taf. XXVI, Fig. 5—7), der schon einmal von Jäger (Acta Leopold. Bd. XXII, Taf. LXXII, Fig. 41—43) beschrieben worden war, die meiste Aehnlichkeit mit diesem dem Milchgebiss von Schönstein angehörigen Canin.

2. Die oberen Backenzähne.

Es gilt allgemein als eine feststehende Thatsache, dass bei *Tapirus* die Vorläufer der Prämolaren diesen selbst vollkommen gleichen. Nur bezüglich der Bezahnung des Unterkiefers wird seit Cuvier und Croizet u. Jobert immer darauf hingewiesen, dass der vorderste Backenzahn des Milchgebisses seinen entsprechenden Ersatzzahn an Länge um ein Geringes übertreffe. Croizet u. Jobert geben für *Tap. americanus* und *Tap. arvernensis* übereinstimmend 0·002 als Differenz in der Länge dieser beiden zeitlich aufeinander folgenden Zähne des Unterkiefers an.

Ein genauer Vergleich der oberen Milchzahnreihe von Schönstein mit dem bleibenden Gebiss von *Tapirus hungaricus* von Ajnácskö führte nun zu dem Resultate, dass der vorderste Backenzahn des Oberkiefers in der vorerwähnten Beziehung noch viel prägnantere Unterschiede aufweise; d_4 und p_4 sind nämlich nicht, wie d_3 und p_3 des Unterkiefers, nur hinsichtlich ihrer Längenentwicklung verschieden, sondern differiren auch in ihrem Relief so wesentlich, dass dieses Element der oberen Zahnreihe für sich allein ausreicht, um darüber zu entscheiden, ob ein Milchgebiss oder die vollendete Bezahnung vorliege.

Die Prämolaren des Tapirs sind bekanntlich nach demselben Plane gebaut, wie die Molaren; nur p_4 ist von etwas abweichender Gestalt. Der reine Typus des Jochzahnes, den die übrigen Zähne darbieten, ist hier verwischt, aber die Gipfelpunkte, in welchen Vor- und Nachjoch aussen und innen culminiren, sind noch deutlich zu beobachten. Die Aussenwand von p_4 zerfällt durch einen seichten Einschnitt in einen vorderen und einen hinteren Gipfel, und ebenso finden wir an der Medianseite stets zwei niedrige Pyramiden, welche die medianen Endpunkte der Querjoche darstellen. Von den beiden Innenpyramiden ist die vordere gewöhnlich schwächer entwickelt als die hintere, aber wie z. B. H. v. Meyer's Zeichnung des Schädels von *T. hungaricus* (l. c. Taf. XXIX) erkennen lässt, noch immer sehr scharf ausgeprägt, ja wir sehen sogar an p_4 der rechten Seite (nach Vergleich mit dem Originale) noch eine Andeutung des Schmelzdammes, welche bei den echten Molaren das mittlere Querthal nach innen abschliesst.

Der entsprechende Zahn des Milchgebisses, welchen unsere Fig. 7, Taf. XIV (d_4) sehr getreu zur Darstellung bringt, ist an seiner Aussenwand weniger tief ausgeschnitten, so dass die Scheidung in zwei äussere

Gipfel auch an dem von der Abkauung kaum berührten Zahne nicht so in die Augen fällt, wie an dem Ersatzzahn.

Von ganz abweichendem Baue ist aber die innere Hälfte dieses Zahnes. An jener Stelle, wo bei p_4 die zwar schwach entwickelte, aber doch deutlich selbstständige vordere Innenpyramide liegt, bildet bei d_4 der mediane Rand der Krone einen tief einspringenden Winkel und wölbt sich dann von hier ab plötzlich in halbkreisförmigem Bogen nach innen vor. Es entsteht so an der Medianseite des Zahnes eine Art halbrunden, von einem Schmelzkragen umrahmten und in der Mitte schüsselförmig vertieften Talons, innerhalb dessen sich etwas excentrisch, und zwar ein wenig nach vorn gerückt, eine kräftige Pyramide erhebt; sie ist zweifellos der hinteren Innenpyramide des Ersatzzahnes homolog. Der vorderste Backenzahn des Milchgebisses besitzt also an Stelle der beiden Innengipfel des entsprechenden Ersatzzahnes nur eine einzige, aber ungemein kräftig entwickelte, und auf einem eigenen bauchig nach innen vorspringenden Talon aufsitzende Innenpyramide, ein Merkmal, das diesen Zahn auch bei flüchtiger Betrachtung sofort von seinem Stellvertreter im bleibenden Gebiss zu unterscheiden gestattet.

Durch diese Veränderung des Reliefs werden selbstverständlich auch die relativen Dimensionen des Zahnes beeinflusst; der Milchzahn ist ebenso, wie d_3 des Unterkiefers, von etwas grösserer Länge, als der entsprechende Ersatzzahn, und besitzt zugleich einen grösseren Querdurchmesser in seinem hinteren Abschnitt.

Eine vergleichende Messung ergab folgendes Resultat:

	p_4 von Ajnácskö	d_4 von Schönstein
Grösste Länge .	0·0175	0·0180
Breite vorn . .	0·0100	0·0100
„ hinten .	0·0155	0·0170

Die nach rückwärts folgenden Elemente des Milchgebisses, d_3 und d_2, lassen in der Gestaltung des Reliefs gegenüber jener der correspondirenden Ersatzzähne keinerlei Abweichungen erkennen. Auf das Fehlen des Schmelzdammes an der inneren Mündung des mittleren Querthales ist wohl kaum ein besonderes Gewicht zu legen; auch an dem Schädel von Ajnácskö entbehren p_3, p_2 und p_1 dieser Schmelzverdickung, und erst m_1 und m_2 sind damit versehen. In Uebereinstimmung damit beobachtet man auch an dem einzigen bleibenden Zahn des Schönsteiner Gebisses, an m_1, eine Andeutung dieses Dammes.

Der Milchzahn d_3 ist weder in der rechten, noch in der linken Oberkieferhälfte vollständig erhalten; im ersten Falle fehlt, wie Fig. 6, Taf. XIV zeigt, die innere, im zweiten Falle (Fig. 7 derselben Tafel) die äussere Hälfte des Zahnes. Aus diesem Grunde können wir für die Breitenindices keine Werthe gewinnen, in Bezug auf die Längendimensionen stimmt d_3 sehr gut mit p_3 des Schädels von Ajnácskö überein.

		Ajnácskö	Schönstein
p_3 (d_3)	Länge aussen	0·0185	0·019
	„ innen	0·015	0·015

Der Zahn verschmälert sich also bei beiden Individuen auffallend nach innen. Dagegen sind aber die Breitenindices bei dem Ersatzzahn

von Ajnácskö (0·019 für das Vorjoch, 0·020 für das Nachjoch) so wenig verschieden, dass p_3, wie H. v. Meyer als Unterscheidungsmerkmal gegenüber der trapezoidal verschobenen Umrissfigur des correspondirenden Zahnes von *Tap. priscus Kaup* hervorhebt (l. c. pag. 184), eine subquadratische Rechtecksgestalt darbietet. Ob das auch für d_3 gilt, können wir in Ermanglung sicherer Werthe über die Breitendurchmesser nicht mehr ermitteln.

Für d_2 von Schönstein und p_2 von Ajnácskö ergeben die vergleichenden Messungen folgende Werthe:

		Ajnácskö	Schönstein
p_2 (d_2)	Länge aussen	0·0185	0·0195
	„ innen	0·016	0·015
	Breite vorn	0·022	0·020
	„ hinten	0·022	0·019

In Bezug auf diesen Zahn bestehen also bei aller Uebereinstimmung im Relief auffällige Unterschiede in den Dimensionen gegenüber jenem des Ersatzgebisses von Ajnácskö. Der Milchzahn d_2 ist bei grösserer Länge des Aussenrandes innen kürzer als p_2, verschmälert sich also stärker nach innen als dieser. Ausserdem zeigt d_2 auch eine Abweichung in den Werthen für den vorderen und den hinteren Breitendurchmesser, welche bei p_2 vollständig übereinstimmen. Während also p_2 die von H. v. Meyer bereits an p_3 hervorgehobene rechtwinklige Umrissfigur beibehält, ist der entsprechende Milchzahn des Schönsteiner Gebisses durch eine trapezoidale Verschiebung des Umrisses ausgezeichnet. Das kleine Material an Milch- und vollständig entwickelten Gebissen recenter Tapire, welches ich zu vergleichen Gelegenheit hatte, lehrte, dass diese Erscheinung keine zufällige sei, sondern dass diese trapezoidalen Verschiebungen des Umrisses geradezu charakteristisch sind für die hinfälligen Zähne, so zwar, dass dieselben in der genannten Hinsicht den echten Molaren ähnlicher sind, als die Ersatzzähne, respective die Prämolaren der vollendeten Bezahnung.

Eine Bestätigung hierfür bietet sogleich das nächstfolgende Element der zu besprechenden Molarenreihe, nämlich d_1. In dem Gebiss von Schönstein zeigt d_1 dieselbe trapezoidale Umrissfigur wie d_2. Der an entsprechender Stelle stehende Zahn von *Tap. hungaricus* aus Ajnácskö ist der stärkst abgenützte Zahn der ganze Reihe und H. v. Meyer betrachtet ihn daher folgerichtig noch als einen letzten Rest des Milchgebisses (loc. cit. pag. 183). Wir können also hier d_1 von Schönstein direct mit d_1 von Ajnácskö vergleichen:

		Ajnácskö	Schönstein
d_1	Länge aussen	0·0185	0·020
	„ innen	0·015	0·015
	Breite vorn	0·021	0·021
	„ hinten	0·018	0·019

Die Unterschiede sind in der That kaum nennenswerth, ja die Breitenindices, welche bei p_2 völlig gleich waren, differiren nun bei d_1 von Ajnácskö sogar noch auffallender, als bei d_1 von Schönstein. Der von H. v. Meyer als Milchzahn bezeichnete vierte Backenzahn

des Schädels von Ajnácskö besitzt also auch thatsächlich den trapezoidal verschobenen Umriss, welchen die Milchzähne des Schönsteiner Restes und einzelner unserer Einsichtnahme zugänglicher Gebisse recenter Tapire aufgewiesen haben, und hat mit der annähernd rechteckigen Umrissfigur von p_2 und p_3 nichts mehr gemein.

Der einzige bleibende Zahn, der im Gebisse von Schönstein zur Entwicklung gelangt ist, sollte nun mit dem correspondirenden Zahn des Gebisses von Ajnácskö die vollständigste Uebereinstimmung zeigen, und es ist das auch im weitgehendsten Aussmaasse der Fall.

	Ajnácskö	Schönstein
m_1 Länge aussen . . .	0·019	0·019
„ innen	0·015	0·015
Breite vorn	0·023	0·023
„ hinten . . .	0·0205	0·0205

Es besteht in keinem der vier Werthe auch nur die geringste Differenz; m_1 von Schönstein wurde von Abkauung noch nicht berührt, m_1 von Ajnácskö lässt ebenfalls noch keine Usur wahrnehmen, die Verhältnisse für eine vergleichende Messung liegen also hier noch günstiger, als bei dem eben besprochenen d_1, wo eine vollständige Uebereinstimmung der Maasszahlen schon deshalb nicht erwartet werden kann, weil sich die verglichenen Zähne in verschiedenen Stadien der Abnützung befinden.

Die beiden Thatsachen, die sich hier aus der genaueren Betrachtung der oberen Hälfte des Milchgebisses von Schönstein ergeben haben, nämlich: Erstens, die eigenthümliche, von dem entsprechenden Ersatzzahne wesentlich verschiedene Gestaltung der Innenhälfte von d_1, und zweitens, die den bleibenden Molaren analoge, trapezoidale Verschiebung des Umrisses der nächstfolgenden Elemente des Milchgebisses — lassen sich sehr gut an dem Kieferstücke controliren, welches Blainville (Ostéogr. Heft Tapir, Pl. V) von dem recenten *Tapirus pinchacus juv.* abgebildet hat. Der vorderste Backenzahn dieses Kiefers, der nahezu dasselbe Altersstadium repräsentirt, in welchem sich unser fossile Tapir befindet, zeigt alle jene Formeigenthümlichkeiten, die wir an dem Schönsteiner Reste kennen gelernt haben. Der nachfolgende d_3 ist nach innen in sehr auffallender Weise verjüngt, eine Erscheinung, die vollständig mit den oben gegebenen Maassen für den correspondirenden Zahn des Oberkiefers von Schönstein in Einklang steht; d_2 und d_1 endlich erläutern trefflich die trapezoidale Verschiebung des Umrisses der Zahnkronen, welche wir auf Grund des Vergleiches des Schönsteiner Tapirs mit jenem von Ajnácskö als eine bezeichnende Eigenthümlichkeit der Milchmolaren in Anspruch genommen haben.

II. Die Bezahnung des Unterkiefers.

1. Die unteren Incisiven.

Ausser dem isolirten Canin des Oberkiefers fanden sich im Nasenhöhlenraum, beziehungsweise dessen Tegelausfüllung auch noch mehrere Schneidezähne vor, welche sich durch die Beschaffenheit ihrer Kronen

sofort als solche aus dem Unterkiefer zu erkennen gaben. Es liegen vor: Incisiv I, II und III der rechten und Incisiv III der linken Kieferhälfte.

Die Kronen der unteren Incisiven sind von meisselförmiger Gestalt, oben breit, gegen das Collum hin rasch sich verschmälernd. Die Rückseite ist seicht napfförmig vertieft, und zwar ist diese Vertiefung von wulstig erhöhten Seitenrändern umsäumt, die an der Basis in eine nicht gerade stark ausgeprägte Verdickung zusammenfliessen. Dieselbe kann wohl nicht mit den mächtigen Basalhöckern verwechselt werden, wie sie an den oberen Incisiven zur Entwicklung gelangen, und die zu solcher Breite anwachsen, dass sich zwischen ihnen und den Schneiden der Kronen transversale Rinnen ausbilden, in welche die gegenüberstehenden unteren Incisiven einspielen. Die sehr flach gewölbte Vorderfläche ist unterhalb der Schneide in eigenthümlicher Weise eingedrückt.

An Incisiv I (Fig. 2, Taf. XIV) gelangen die charakteristischen Merkmale der unteren Incisiven am klarsten zum Ausdruck. Incisiv II ist von annähernd gleichen Dimensionen und nur durch die etwas deutlicher ausgesprochene Asymmetrie der Krone von Incisiv I verschieden. Incisiv III (Fig. 3, Taf. XIV) ist im Verhältniss zu seinen Nachbarzähnen ausserordentlich klein, entspricht aber im Uebrigen ganz dem oben beschriebenen Typus.

Dass die vorliegenden Incisiven dem Milchgebisse angehören, geht schon aus ihren auffallend geringen Dimensionen hervor, welche hinter denen der correspondirenden Incisiven eines erwachsenen Thieres weit zurückstehen. Ein rechter unterer Incisiv I aus dem bleibenden Gebiss eines Tapirs von Haslach, welchen H. v. Meyer dem *Tapirus helveticus*, also der kleinsten fossilen Tapirart zuschreibt (vergl. Paläontogr. XV, Taf. XXVI, Fig. 8—10, pag. 194), übertrifft in seinen Ausmaassen den entsprechenden Zahn des Milchgebisses von Schönstein um ein Beträchtliches. In der anschliessenden Tabelle über die Dimensionen der 3 unteren Incisiven des Tapirs von Schönstein habe ich den Ausmaassen des Incisiv I jene des correspondirenden Ersatzzahnes von *T. helveticus* nach H. v. Meyer's Messungen zum Vergleiche vorangestellt:

	Tapirus helveticus (nach H. v. Meyer), bleibendes Gebiss	*Tapirus hungaricus* von Schönstein, Milchgebiss		
	Incisiv I	Incisiv I	Incisiv II	Incisiv III
Höhe der Krone	0·010	0·0075	0·007	0·005
Obere Kronenbreite	0·011	0·007	0·007	0·005
Basalbreite der Krone	0·0075	0·005	0·0045	0·004
Sagittaler Durchmesser der Kronenbasis	0·0085	0·0055	0·0055	0·004
Wurzel unterhalb des Halses von aussen nach innen	0·006	0·0045	0·0035	0·003
Dieselbe von vorne nach hinten	0·010	0·0055	0·006	0·0035
Länge der Wurzel	—	0·023	—	0·015

2. Die unteren Backenzähne.

Dem Altersstadium des Thieres entsprechend functioniren im Unterkiefer nur 3 Backenzähne: d_1—d_3. Der erste bleibende Molar, m_1, ist noch nicht in die Kauebene emporgerückt (vergl. Taf. XIV, Fig. 1); er wurde künstlich aus seiner Alveole herausgehoben und zur Erläuterung der Höhenverhältnisse der unteren Backenzähne noch besonders in zwei Seitenansichten zur Darstellung gebracht (vergl. Taf. XIV, Fig. 4 *a* und 4 *b*).

Die Milchzähne der linken Kieferhälfte sind von tadelloser Erhaltung, nur von d_3 ist der vordere unpaare Eckpfeiler abgebrochen; sie zeigen nur schwache Usuren und dementsprechend befinden sich auch die im aufgebrochenen rechten Kieferaste unter d_1, d_2 und d_3 sichtbaren Ersatzzähne noch im Stadium der ersten Anlage. Der einzige bleibende Zahn dieses Gebisses, m_1, sprengt eben erst seine Alveole und ist daher von der Abkauung noch unberührt.

Bei dem allbekannten Bau dieses einfachsten Typus der Jochzähne, der hier vorliegt, ist wohl eine specielle Beschreibung überflüssig. Auch das Verhältniss der Milchmolaren zu den entsprechenden Ersatzzähnen gibt zu keinen weiteren Bemerkungen Anlass, da die Elemente des Milch- und des vollendeten Gebisses nur in einem einzigen Punkte differiren, auf den wir schon bei Besprechung der oberen Backenzähne hingewiesen haben, nämlich in der grösseren Längsentwicklung von d_3 gegenüber p_3; der Milchzahn ist in seiner Länge dem Ersatzzahn durchschnittlich um 2 Millimeter überlegen. Wir können also direct zu einem Vergleiche der Zahnreihe des Tapirs von Schönstein mit anderen fossilen Arten übergehen.

Wenn schon die relativ complicirten oberen Molaren in dem Bau ihrer Kronen keine Anhaltspunkte zur Unterscheidung nächstverwandter Arten — und um eine solche kann es sich hier allein handeln — dargeboten haben, so gilt dies in nochh öherem Maasse von den viel einfacher gestalteten Jochzähnen des Unterkiefers. Wir sind hier ausschliesslich auf den Vergleich der Grössenverhältnisse der Zahnreihen beschränkt.

Bei der Untersuchung der oberen Molaren hat sich ergeben, dass *Tapirus hungaricus H. v. M.*, also jene Art, auf welche die Reste von Schönstein auf Grund des Schädelbaues zu beziehen sind, hinsichtlich der Dimensionen des Gebisses eine intermediäre Stellung einnimmt zwischen dem grossen *T. priscus Kaup* von Eppelsheim und der kleinen miocänen Art, die H. v. Meyer als *Tap. helveticus* beschrieben hat. Es wurde diesem Vergleiche die Gesammtlänge der vier vorderen Backenzähne des Oberkiefers zu Grunde gelegt, da für diese an allen Stücken Maasse gewonnen werden konnten, und zwar ergaben sich dabei folgende Werthe:

Tap. priscus,	Eppelsheim	=	0·087
„ *hungaricus*,	Schönstein	=	0·0765
„ *helveticus*,	Othmarsingen	=	0·057

Nehmen wir der Uebereinstimmung wegen für den Vergleich der unteren Zahnreihen ebenfalls wieder die Gesammtlänge der vier vorderen

Backenzähne zum Ausgangspunkte, so erhalten wir zunächst für den *T. hungaricus* von Schönstein 0·0845 und für *Tapirus helveticus* von Othmarsingen 0·066, somit also für den unteren Grenzwerth, welchen die miocäne Tapirart darbietet, eine Zahl, welche mit dem Ergebniss des früheren Vergleiches in vollkommenstem Einklang steht. Anders verhält es sich aber mit *Tap. priscus Kaup.* Für diese Art ergeben die Maasstabellen H. v. Meyer's (l. c. pag. 200, sub IV und V, Eppelsheim) als Summe der Länge von p_3, p_2, p_1 und m_1 des Unterkiefers die Werthe 0·0865 (IV der Tabelle) und 0·0845 (V der Tabelle), also Zahlen, welche gar nicht dem erwarteten oberen Grenzwerth entsprechen; die erste erhebt sich nur unbedeutend über die oben für *T. hungaricus* von Schönstein gewonnene Maasszahl, die zweite stimmt mit dieser sogar in der vierten Decimale noch überein.

Andererseits bleiben diese Werthe aber auch weit hinter den Ausmaassen zurück, welche der Unterkiefer jenes Individuums von *Tap. priscus* ergeben müsste, dessen Schädel den für die oberen Zahnreihen vorgenommenen Messungen zu Grunde gelegen hat. Die Summe der Länge der vier unteren Backenzähne kann ja bei dem vorliegenden Thiertypus nicht nur nicht hinter jener aus der oberen Zahnreihe zurückstehen, sondern muss dieselbe sogar direct an Grösse übertreffen. Die nachfolgende Tabelle mag das näher erläutern.

	Tap. indicus v. Meyer's Tabelle	*Tap. americanus* v. Meyer's Tabelle	*Tap. hungaricus* von Schönstein	*Tap. helveticus* von Othmarsingen
Summe der Länge der vier vorderen Backenzähne des Unterkiefers	0·0985	0·0790	0·0845	0·066
Summe der Länge der vier vorderen Backenzähne des Oberkiefers	0·0880	0·0695	0·0765	0·057
Differenz .	0·0105	0·0095	0·0080	0·009

In den hier angeführten Beispielen, in welchen es sich zuverlässig um Zahnreihen aus einem und demselben Gebiss handelt, überwiegen die Ausmaasse der unteren Zahnreihe jene der correspondirenden Abschnitte der oberen um einen Betrag, der zwischen 8 und 10 Millimetern schwankt. Da nun die Gesammtlänge der vier vorderen Backenzähne des Oberkiefers von *Tap. priscus*, und zwar jenes Schädels, auf welchen Kaup die Art gegründet hat, nach dem Modell gemessen 0·087 beträgt, so müssen wir nach den voranstehenden Beispielen für die Länge der vier correspondirenden unteren Backenzähne dieses Individuums einen Werth von mindestens 0·095 voraussetzen; in keinem Falle aber können Unterkieferstücke, welche für den in Rede stehenden Abschnitt der Zahnreihe nur Beträge von 0·0865 oder 0·0845 aufweisen, auf dasselbe Individuum bezogen und als gleichwerthige Objecte für vergleichende Messungen behandelt werden.

Mit diesen Auseinandersetzungen erscheint also wohl der Widerspruch gelöst, dem wir hier bei der Vergleichung der unteren und oberen Zahnreihen mit den in der Literatur vorliegenden Messungen an den correspondirenden Kiefern von *T. priscus Kaup* ganz zufällig begegnet sind: aber eine andere Frage bleibt noch offen, diese nämlich, ob jene Unterkiefer kleineren Ausmaasses, die in ihren Dimensionen bis auf die

Grösse von *Tap. hungaricus,* also unseres „intermediären Typus", herabsinken, noch zu *Tap. priscus Kaup* gestellt werden dürfen, oder ob dieselben nicht vielleicht zu der Annahme berechtigen, dass in Eppelsheim neben der grossen Art, welche durch den von Kaup beschriebenen Schädel repräsentirt wird, noch eine zweite von kleinerem Körpermaasse gelebt habe. Diese Frage wird aber insolange keine Beantwortung finden können, als wir nicht an der Hand recenten Materiales darüber Klarheit erlangt haben, inwieweit innerhalb dieser Gattung die körperlichen Dimensionen einer bestimmten Art nach Alter, Geschlecht und Ernährungsverhältnissen überhaupt zu schwanken vermögen. Leider bietet in dieser Hinsicht die Literatur über lebende Tapire kaum irgend welche brauchbare Anhaltspunkte, und besonders über die Tapire der alten Welt ist das biologische Beobachtungsmaterial noch ausserordentlich spärlich. Ist ja doch auf diesem Wege nicht einmal festzustellen, ob den Männchen eine kräftigere Körperentwicklung zukomme oder den weiblichen Thieren; Bajon, der schon Cuvier als Gewährsmann gedient hat, sagt, dass die männlichen Tapire stets grösser und stärker seien, als die Weibchen, während bei den amerikanischen Tapiren nach Tschudi auffallender Weise gerade die Weibchen durch eine stärkere Körperentwicklung ausgezeichnet sein sollen.

Unter den von Krenner und H. v. Meyer als *Tapirus priscus* beschriebenen Materialien aus Ajnácskö befinden sich, wie schon oben bemerkt wurde, auch Unterkieferreste, welche, nach den Abbildungen zu schliessen, auf *Tap. hungaricus* bezogen werden müssen. Die von Krenner auf Taf. I, Fig. 13 und Taf. 2, Fig. 1, 2, 7 abgebildeten, durch H. v. Meyer in dessen Taf. XXXII, Fig. 1—4 reproducirten Stücke möchte ich unbedenklich zu der genannten, durch ihren Schädelbau so gut charakterisirten Art stellen. Besonders die bei H. v. Meyer in Fig. 3 und 4 (Taf. XXXII) in zwei Ansichten dargestellte Zahnreihe eines Unterkiefers mit Milchbezahnung (d_3 d_2 d_1 = $2\,pm$, $3\,pm$, $4\,pm$ bei Krenner) stimmt in Grösse und Gestalt ihrer einzelnen Elemente so vollständig mit dem Reste von Schönstein überein, dass man glauben könnte, es sei den Zeichnungen dasselbe Object zu Grunde gelegen. Da man andererseits nicht zweifeln wird, dass das zweite, in seiner Bezahnung etwas beschädigte, dagegen im Uebrigen, sogar in seinem aufsteigenden Aste, vortrefflich erhaltene Unterkieferstück von Ajnácskö, das neben dieser Zahnreihe abgebildet wurde (vergl. die obigen Angaben über Tafel und Figur), derselben Art angehört, so liegt von *Tapir. hungaricus* auch von Ajnácskö die vollständige Bezahnung vor, und zwar vom Unterkiefer zufällig in demselben Entwicklungsstadium, welches durch das in Schönstein aufgefundene Individuum repräsentirt wird.

Von den eben erwähnten Zahnreihen aus Ajnácskö besitzen wir keine Maassangaben, so dass wir also die aus dem Vergleiche unseres Stückes mit den Figuren der Krenner'schen Tafel (besonders mit Fig. 2 der Taf. II) sich ergebende Uebereinstimmung ziffernmässig nicht belegen können. Die Ausmaasse der unteren Backenzähne von Schönstein ergeben sich aus der anschliessenden Tabelle:

d_3	Länge	0·025
	Grösste Breite im ersten Querjoch	0·012
	„ „ „ Nachjoch	0·015

d_2 Länge . . . . 0·020
Grösste Breite im Vorjoch . . . . . 0·013
„ „ „ Nachjoch . . . . 0·015
d_1 Länge . . . . 0·021
Grösste Breite im Vorjoch . . . . . 0·014
„ „ „ Nachjoch . . . . 0·015
m_1 Länge . . . . 0·022
Grösste Breite im Vorjoch . . . . . 0·015
„ „ „ Nachjoch . . . . 0·016

Hinsichtlich der Dimensionen der unteren Backenzähne zeigt die grösste Uebereinstimmung mit unserem Reste jener Unterkiefer, welchen Croizet und Jobert in Fig. 4 ihrer Taf. XII als *Tap. arvernensis* abgebildet haben. Der Kiefer gehörte ebenfalls einem jungen Thiere an, doch steht m_1 bereits in der Kauebene und m_2 ist eben im Begriffe durchzubrechen. Die Längenmaasse der vier vorderen Zähne dieses Kiefers sind nach den genannten Autoren:

$$p_3 = 0·025,\ p_2 = 0·020,\ p_1 = 0·021,\ m_1 = 0·021.$$

Mit Ausnahme des etwas kürzeren m_1 geben also diese Zähne genau dieselben Werthe, wie jene des Unterkiefers von Schönstein. Dass uns dies zu keinen weiteren Schlussfolgerungen berechtigt, ist schon aus den vorausgegangenen Auseinandersetzungen klar. Es besteht kein Zweifel, dass unter der Bezeichnung *Tap. arvernensis* sehr verschiedene Reste beschrieben worden sind, die so lange nicht specifisch getrennt werden können, als das zur sicheren Charakterisirung einer Art nothwendige reichere Material und vor Allem Schädel oder grössere Schädelfragmente fehlen. Einzelne dieser Reste mögen vielleicht zu *Tapirus priscus Kaup* gehören, in Uebereinstimmung mit Blainville's Anschauung, welcher die ihm zur Untersuchung vorliegenden Tapire zu einer einzigen Art, seinem Tapir d'Europe, vereinigt wissen wollte — andere beziehen sich vielleicht auf die kleinere Art der jüngeren Tertiärbildungen, die durch H. v. Meyer auf Grund ihres Schädelbaues mit vollem Rechte von *Tap. priscus Kaup* abgetrennt und unter der Bezeichnung *Tap. hungaricus* in die Literatur eingeführt wurde — ein weiterer Bruchtheil endlich mag auf selbstständige Arten entfallen, für welche uns die Namen *Tap. arvernensis Devèze et Bouillet* (1827)[1], *T. elegans F. Robert* (1829)[2], *T. minor M. de Serres* (1839)[3], *T. minor Gerv.* (1848)[4], *T. elegans Pomel* (1854)[5], *T. Vialetti Aymard* (1855)[6], *T. intermedius Jourd.*[7]) u. a. m. zur Verfügung stehen,

[1]) Ausser Devèze und Bouillet (Essai sur la mont. de Perrier 1827), Croizet und Jobert (Recherches sur les ossem. foss. etc. 1828) und Blainville, Ostéogr. vergl. inbesondere: Depéret, Vertébrés fossiles du Rousillon (Ann. des scienc. géol. Tome XVII, Paris 1885, Pl. II, Fig. 1—2, pag. 177 ff.).

[2]) Felix Robert, Mém. oss. foss. de Cussac, commune de Polignac (Ann. soc. agr. sc. arts et comm. du Puy. 1829, Pl. 1, Fig. 4—5).

[3]) M. de Serres, Dubreuil et Jean-Jean, Oss. humatil. de la caverne de Lunel-Vieil. 1839.

[4]) Gervais, Zool. et Pal. franç. 1. Édit. 1848—1852, pag. 50, 2. Édit. 1859, pag. 104, Pl. V, Fig. 4—5 und Zool. et Pal. général. 1867—1869, pag. 148.

[5]) Pomel, Catal. méthod. 1854, pag. 84.

[6]) Aymard, Ann. soc. agr. sc. arts et comm. du Puy. 1855. Lortet et Chantre, Recherches sur les Mastod. et les faun. mammalog., qui les accompagnent. Archiv. d. Mus. d. Lyon. 1879, Tom. II, Pl. XVI, Fig. 2.

[7]) Museal-Name (Mus. Lyon).

welche aber zum weitaus grössten Theile auf so unvollständige Reste gegründet wurden, dass sie mehr eine Belastung der Synonymie als eine wirkliche Erweiterung unseres paläontologischen Wissens bedeuten.

D. Die Knochen des Rumpfes und der Extremitäten.

Schon eine flüchtige Durchsicht der in den einzelnen Tegelstücken eingeschlossenen Knochenrudimente lehrt, dass es nicht vereinzelte Skeletreste waren, welche hier in den Schlamm eingebettet wurden, sondern das Gerüste eines vollständigen Cadavers. Die mechanischen Veränderungen, welche das Einhüllungsmaterial unter dem Druck der auflastenden Massen erlitten hat, mussten auf dieses vielgestaltige Knochenconvolut eslbstverständlich in noch ungünstigerer Weise einwirken, als dies bei dem Schädel der Fall war. In der That erschienen diese Skeletreste in complicirter Weise übereinandergeschoben, so dass sich zum Beispiel zu den Bestandtheilen der vorderen Extremität solche der hinteren gesellten und zu beiden wieder Theile der Wirbelsäule und der Rippen. Hierzu kommt noch die zufällige Zerstückelung und Isolirung einzelner Knochen, welche die Aushebung des Tegels zur Folge haben musste. Unter solchen Umständen war an eine Reconstruction des Skeletes oder selbst grösserer Abschnitte desselben nicht mehr zu denken, aber einzelne Bestandtheile liessen sich allerdings unter grossem Aufwand von Zeit und Mühe immerhin so weit präpariren, dass sie Gegenstand besonderer Schilderung werden konnten. Es sind das: Der erste Halswirbel, ein Theil der langen Röhrenknochen der vorderen und hinteren Extremität, der linke Carpus mit einem Theil der anschliessenden Metacarpalien, sodann die Metapodien des rechten Hinterfusses mit einem einzelnen Knochen des Tarsus und endlich eine Anzahl Phalangen verschiedener Zehen des Vorder- und Hinterfusses. Ausserdem konnten constatirt werden: Das untere Endstück eines Humerus, Fragmente der Scapula und des Beckens, Theile der Rücken- und Lendenwirbelsäule und einzelner Rippen; diese Reste sind jedoch theils sehr ungenügend erhalten, theils von so untergeordnetem Werth für die Kenntniss des Skeletes, dass sie unberücksichtigt bleiben konnten. Es mag hier nur kurz erwähnt werden, dass die Scapula nach einem der vorliegenden Bruchstücke in der unteren Hälfte ihres Vorderrandes denselben charakteristischen Ausschnitt zeigt, welcher die Scapula der recenten Tapire so auffallend von dem Schulterblatte aller anderen Ungulaten unterscheidet. Zur Abbildung wurden aus ökonomischen Gründen nur solche Stücke ausgewählt, welche irgend welche charakteristische Unterschiede gegenüber lebenden oder fossilen Verwandten darboten.

Für den Vergleich mit fossilen Tapiren stand nur jenes Material zur Verfügung, das im k. k. naturhistorischen Hofmuseum von der Localität Ajnácskö aufbewahrt wird. Dasselbe bezieht sich mit einer einzigen Ausnahme, einem linken Metacarpale V mit abgetrennter Distalepiphyse, auf völlig erwachsene Individuen, welche durchwegs grössere Dimensionen aufweisen, als die correspondirenden Stücke von Schönstein. Das eben genannte Metacarpale V ist, wie wir unten sehen werden, ohne Zweifel dem *Tap. hungaricus* zuzuweisen. Bei

den übrigen Skeletresten von Ajnácskö bleibt es aber noch unentschieden, auf welche der beiden, an der genannten Localität vertretenen Tapirarten sie in jedem einzelnen Falle bezogen werden müssen. Es ist diese Frage, welche H. v. Meyer merkwürdigerweise ganz unerörtert gelassen hat, nach den vorliegenden Materialien überhaupt nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden, da die Skeletreste von Ajnácskö selbst wieder in ihren Dimensionen nicht unbeträchtlichen Schwankungen ausgesetzt sind, und zwar in der Weise, dass einzelne Knochen, wie z. B. die unten als Vergleichsmaterial herangezogenen Tibien von Ajnácskö, untereinander genau um denselben Betrag differiren, um welchen sich die kleinsten von ihnen über die Dimensionen des correspondirenden Stückes von Schönstein erheben.

Die nahezu vollständige Erhaltung des Carpus, der Matacarpalien und des Metatarsus legte den Wunsch nahe, eine detaillirte Vergleichung mit recenten Tapiren durchzuführen, umsomehr, als sich aus der Untersuchung der Schädelstücke in so überzeugender Weise ergeben hatte, dass der fossile Tapir von Schönstein dem indischen Typus näher stehe als dem amerikanischen. Die hierzu nöthigen Materialien wurden mir in der zoologischen Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums durch den Director, Herrn Regierungsrath Dr. F. Steindachner, unter gütiger Vermittlung des Herrn Custos-Adjuncten Dr. L. Lorenz Ritter v. Liburnau in liberalster Weise zur Verfügung gestellt, und es ist mir eine angenehme Pflicht, den genannten Herren hierfür meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Die Durchsich der instructiven Zerleg-Präparate der genannten Sammlung ergab eine Anzahl neuer Beobachtungen, die einerseits für die Differentialdiagnose der beiden Haupttypen recenter Tapire von Interesse sind, andererseits aber eine weitere und wesentliche Stütze für die schon oben ausgesprochene Schlussfolgerung bilden, dass sich der pliocäne Tapir Südsteiermarks in seinen anatomischen Charakteren auf das Engste an den Tapir der alten Welt anschliesse.

In seinen Dimensionen bleibt der Tapir von Schönstein bedeutend hinter dem Skelet eines im gleichen Alter stehenden indischen Tapirs zurück. Er dürfte in dieser Hinsicht näher mit dem Wuchse der amerikanischen Tapire übereinkommen. Ein Skelet eines amerikanischen Tapirs aus der Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, das allerdings von einem bereits völlig erwachsenen Thiere herrührt, stimmt in den Dimensionen einzelner in Vergleich gezogener Bestandtheile so auffallend mit unserem fossilen Tapir überein, dass ich einige orientirende Hauptausmaasse desselben anführe, welche zugleich als Maassstab für die Gesammt-Körperdimension des *Tapirus hungaricus* von Schönstein gelten können.

Skelet eines *Tap. americanus* aus dem k. k. naturhistorischen Hofmuseum:

Schulterhöhe	0·850
Kreuzhöhe	0·760
Rumpflänge (Atlas bis Schwanzwurzel)	0·180
Gesammtlänge der 4 vorderen Backenzähne des Oberkiefers	0·077
„ „ 3 „ „ Unterkiefers	0·064

Wir gehen nun zur Besprechung der einzelnen Skeletreste über.

Atlas.

Der erste Halswirbel ist bis auf die Beschädigung des Aussenrandes der transversalen Fortsätze von tadelloser Erhaltung. Der Vergleich mit den correspondirenden Wirbeln des indischen und amerikanischen Tapirs ergab keine bemerkenswerthen Unterschiede, und ich habe daher eine Abbildung des Stückes für überflüssig erachtet. Die auffallende Breitenentwicklung, die rechtwinklige Abstutzung der flügelförmigen Querfortsätze, die geräumigen Gruben an der Unterseite dieser queren Flügel mit je zwei gesonderten Gefässöffnungen, von denen das vordere Paar durch einen geringeren Zwischenraum getrennt ist als das hintere, die Lage der Foramina für den Eintritt der Vertebral-Arterie an dem Distalrande der Querfortsätze, der Mangel eines hinteren zitzenförmigen Fortsatzes in der Medianlinie des Unterrandes und andere für den Atlas der recenten Tapire charakteristische Merkmale finden wir bei dem fossilen Reste in derselben Ausbildung wieder.

Die Ausmaasse des Wirbels in der Region der Gelenksgruben für die Hinterhauptscondyli haben wir bereits bei der Beschreibung des Schädels zum Zwecke des Vergleiches mit *Tapirus hungaricus H. v. M.* gegeben. Zum Vergleiche mit dem einzigen Atlas eines fossilen Tapirs, von dem bisher Beschreibung und Abbildung vorliegt, dem Atlas von *Tapirus arvernensis Croizet et Job.*[1]), mögen hier noch einige Zahlenangaben folgen.

	Tap. hungaricus	*Tap. arvernensis*
Querdurchmesser der Gelenkgruben für die Condyli occipitales	0·075	0·071 [2])
Grösster Verticaldurchmesser des Atlas in der Medianlinie	0·051	0·065
Abstand der Innenränder der Gefässöffnungen an der Oberseite [3])	0·044	0·045
Abstand der Foramina für den Eintritt der Vertebral-Arterie an dem Distalrand . .	0·071	—
Abstand der Austrittsstellen der Vertrebral-Arterie in der Occipitalregion . . .	0·036	—
Verticaldurchmesser des von den beiden Bögen umspannten Raumes in der Medianlinie vorn	0·029	—
Derselbe Durchmesser hinten	0·035	—
Sagittaler Durchmesser in der Verbindungslinie zwischen dem Aussenrand der vorderen Gelenkgrube und jenem der distalen Gelenkfläche für den Epistropheus .	0·047	—
Sagittaler Durchmesser des oberen Bogens in der Medianlinie	0·026	—
Derselbe im unteren Bogen	0·0185	—

[1]) Vergl. Croizet et Jobert, Recherches sur les ossemens foss. Paris 1828, pag. 164, Taf. II, Fig. 1.

[2]) Im Original, offenbar in Folge eines Druckfehlers, 0·171.

[3]) Die Maasszahl, welche Croizet und Jobert für die Abstände der Foramina an der Unterseite gegeben haben, ist nicht verwerthbar, da unentschieden bleibt, ob sich dieselbe auf den Abstand des vorderen oder hinteren Paares von Gefässöffnungen bezieht, welche in die hier befindliche Fovea münden.

Radius und Ulna.

Der Radius ist durch ein proximales und durch ein distales Endstück vertreten, von denen das erstere der linken, das letztere der rechten Körperhälfte angehört.

Die Gelenkfläche für den Humerus zeigt den bekannten rectangulären Umriss im Bereiche des Anschlusses an den inneren Condylus, und die für Tapirus charakteristische, scharf winkelig abgesetzte Verschmälerung nach Aussen. An der hinteren Fläche beobachtet man noch deutlich die Facetten für die Verbindung mit der Ulna. Eine laterale, von grösserer Ausdehnung und von oben her flügelförmig ausgeschnitten, und eine medianwärts liegende in Gestalt eines schmal-halbmondförmigen Saumes. Die Uebereinstimmung mit den lebenden Tapiren ist somit eine vollständige. Dasselbe gilt von dem distalen Ende des rechten Radius, der von Schönstein vorliegt. Ich hielt es daher für überflüssig, die besprochenen Stücke abbilden zu lassen.

Unter den Skeletresten von Ajnácskö befinden sich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum 2 proximale Fragmente des Radius, welche das homologe Stück von Schönstein an Grösse nur wenig übertreffen. In der Gesammtbreite des oberen Endes weichen die beiden Stücke von Ajnácskö untereinander genau um denselben Betrag ab, wie das kleinere derselben von dem Radius von Schönstein.

Proximalende des Radius	Schönstein sin.	Ajnácskö I sin.	Ajnácskö II dext.
Grösster Durchmesser in frontaler Richtung . .	0·044	0·046	0·048
„ „ „ sagittaler „ . .	0·028	0·032	0·032
Sagittaler Durchmesser der Gelenkfläche für den inneren Condylus	0·0225	0·0255	0·0265
Sagittaler Durchmesser der Gelenkfläche im verschmälerten Lateral-Abschnitt	0·016	0·017	0·019

Für das Distalende des Radius liegt mir kein Vergleichsobject von Ajnácskö vor. Das Stück von Schönstein zeigt folgende Ausmaasse:

Grösste Breite des Gelenkkopfes . . . . 0·045
„ „ der Gelenkfläche . . . . 0·038
Grösster Sagittaldurchmesser des Gelenkkopfes . . . . 0·030
„ „ „ der Gelenkfläche . . . . 0·022
Von der Diaphyse ist im Anschlusse an die Distalepiphyse nur ein Fragment von ungefähr . . . . 0·057

Länge erhalten. In diesem Abstande von dem unteren Gelenkkopf ergibt dieselbe für Frontal- und Sagittaldurchmesser die Werthe 0·025 und 0·017.

Von der Ulna ist nur der mit dem Humerus articulirende Abschnitt bis zum Olecranon, dessen Epiphyse jedoch fehlt, erhalten geblieben. Das Bruchstück steht hinsichtlich seiner Dimensionen zu den Ulnarfragmenten von Ajnácskö in demselben Verhältniss, wie das oben beschriebene Proximalende des Radius zu den correspondirenden Knochenresten der ungarischen Localität.

Femur.

Ein isolirter oberer Gelenkkopf der rechten Seite und die beiden distalen Epiphysen, die jedenfalls von einem und demselben Individuum

stammen, bilden das gesammte Material, das von diesem Theil der hinteren Extremität vorliegt.

Das Caput femoris mit der sehr geräumigen Grube für das Ligamentum teres besitzt einen Durchmesser von 0·038; die beiden unteren Epiphysen ergeben übereinstimmend folgende Ausmaasse:

Aeussere Condylar-Breite	0·063
Innenabstand der beiden Condylen an der Fossa poplitea	0·020
Innenabstand der beiden Condylen vorn, als Minimalwerth	0·012
Frontalbreite des Condylus externus	0·024
„ „ „ internus	0·024
Sagittaldurchmesser des Condylus externus	0·038
„ „ „ internus	0·036
Breite der Rotularfläche im mittleren Abschnitt	0·030

Tibia.

Von diesem Knochen besitzen wir die Diaphyse und ein Fragment des proximalen Gelenkkopfes, beide der linken Extremität angehörig. Nach abwärts ist die Diaphyse bis zu der charakteristisch gestalteten, dreilappigen Anschlussfläche für die distale Epiphyse vollständig erhalten; das proximale Ende der Diaphyse ist dagegen beschädigt, so dass das isolirt vorliegende obere Epiphysen-Bruchstück damit nicht mehr in unmittelbare Verbindung gebracht werden kann, obwohl es keinem Zweifel unterliegen kann, dass diese Stücke Fragmente derselben (linken) Tibia darstellen. Die Gesammtlänge des uns erhaltenen Bruchstückes der Diaphyse beträgt 0·160.

An dem proximalen Ende der Tibia des Tapirs unterscheidet man zwei verschieden gestaltete Gelenkflächen: Eine gleichmässig concav eingesenkte Fläche von nahezu kreisförmigem Umriss an der Medianseite für den inneren Condylus des Femur, deren vorderer äusserer Rand sich zur Eminentia intercondyloidea erhebt, und eine nur in frontaler Richtung eingesenkte, in sagittaler Richtung convexe Fläche von elliptischem Umriss, auf welcher der äussere Condylus des Femur aufruht. An dem Stücke von Schönstein ist nur der laterale Abschnitt vollständig erhalten. Ein Vergleich mit einer Tibia von Ajnácskö ergab folgende Resultate:

Gelenkfläche für den äusseren Condylus	Schönstein	Ajnácskö
Frontaler Durchmesser	0·035	0·038
Sagittaler „	0·028	0·032
Von der Em. intercond. zum äusseren Rande der lateralen Gelenkfläche	0·047	0·054
Minimalentfernung der Innenränder beider Gelenkflächen	0·0075	0·008

Die laterale Facette ist also bei der Tibia von Schönstein in querer Richtung etwas gestreckter und somit von vorne nach hinten kürzer als bei jener von Ajnácskö. Dass die Tibia von Schönstein ebenso wie die meisten übrigen Skelettheile, für welche Vergleichsmaterial vorlag, in den Dimensionen überhaupt um einen kleinen Betrag hinter den Resten von Ajnácskö zurückbleibt, geht auch aus dem nachfolgenden Vergleich

einiger Dimensionen der Diaphyse mit zwei in ihrer Grösse wieder untereinander verschiedenen Tibien von Ajnácskö hervor.

Diaphyse	Schönstein	Ajnácskö I.	Ajnácskö II.
Kleinster Werth für den Sagittal-Durchmesser (im Beginne des unteren Dritttheiles)	0·020	0·023	0·025
Kleinster Werth für den frontalen Durchmesser (etwas oberhalb der Mitte)	0·022	0·025	0·024
Frontal-Durchmesser an der Ansatzfläche der unteren Epiphyse	0·040	0·046	0·045
Sagittal-Durchmesser ebenda	0·037	0·040	0·041

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass die Tibien von Ajnácskö, die hier verglichen werden konnten, nicht auf *Tap. hungaricus H. v. M.* bezogen werden können, sondern der zweiten grösseren Art, die von dieser Localität bekannt geworden ist, angehören.

Fibula.

Das Wadenbein, das von der rechten Seite vorliegt, ist wie bei dem lebenden Tapir ein vollständig selbstständiger Röhrenknochen. Die Gesammtlänge desselben beträgt mit Ausschluss der beiden Epiphysen, die bereits bei der Einbettung des Stückes verloren gegangen sind, 0·196; es kann das zugleich als ein approximativer Werth für die Länge der Diaphyse des Schienbeines, von welcher, wie oben bemerkt, nur ein Fragment von 0·160 Länge erhalten geblieben ist, angenommen und für weitere Vergleichungen verwendet werden.

Das Stück stimmt in allen Details, auch in der Ausdehnung der an jugendlichen Individuen durch ihre Rauhigkeit besonders auffallenden medianen Berührungsfläche mit der Tibia, vollkommen mit dem Wadenbein eines jungen indischen Tapirs überein. Doch ist die fossile Fibula im Ganzen etwas schmächtiger.

Carpus.

Durch einen glücklichen Zufall sind uns mit Ausschluss des Pisiforme die sämmtlichen Carpalknochen des linken Vorderfusses erhalten geblieben. Dieselben fanden sich zwar isolirt in verschiedenen Tegelstücken vor, die Reconstruction ergab jedoch, dass hier die Elemente der Handwurzel eines Individuums vorliegen. Nur das Os magnum besitzen wir auch aus dem Carpus der rechten Seite.

Wie schon oben bemerkt wurde, sollen hier nur jene Merkmale der Carpalknochen besprochen werden, welche zur Differential-Diagnose zwischen *Tapirus indicus* und *T. americanus* in Beziehung stehen.

Scaphoideum. Die breit halbmondförmige Proximalfläche zum Anschluss an den Radius und die drei Distalfacetten für Os magnum, Trapezoid und Metacarpale II bieten kein Unterscheidungsmerkmal gegenüber den beiden Haupttypen recenter Tapire. Anders verhält es sich mit dem Anschluss an das Semilunare. Derselbe wird an dem Scaphoideum von Schönstein, wie Fig. 13 der Taf. XIV zeigt, durch drei Flächen vermittelt: Eine mondsichelförmige proximale (*l*) und zwei distale Flächen (*l'* und *l''*). Diese letzteren sind durch ein breites Inter-

vall getrennt, die elliptische Facette l' erscheint noch dadurch schärfer isolirt, dass sie auf einer polsterförmigen Erhöhung aufsitzt. — Bei *Tap. americanus* fliessen l' und l'' in eine einzige Fläche zusammen, bei *Tap. indicus* wohl ebenfalls, aber es ergibt sich hier insofern eine nähere Beziehung zu der fossilen Art, als diese Fläche, wie an zwei Individuen übereinstimmend beobachtet werden konnte, durch eine erhöhte Leiste in zwei Facetten gebrochen erscheint.

Semilunare. Das eben berührte Unterscheidungsmerkmal des Scaphoideums von Schönstein gegenüber jenem von *Tap. americanus* und *indicus* kommt selbstverständlich an der Medianfläche des Semilunare abermals zum Ausdruck. In Fig. 12, Taf. XV, welche die Anschlussfläche des Semilunare an das Scaphoideum zur Anschauung bringt, bezeichnen l' und l'' die bei unserer fossilen Art isolirten, bei *Tap. indicus* durch eine Leiste getheilten, bei *Tap. americanus* verschmolzenen Berührungsflächen mit dem Scaphoideum. Im Uebrigen stimmt das in Fig. 11, Taf. XV in der Vorderansicht abgebildete Semilunare von Schönstein völlig mit jenem der recenten Typen überein.

Triquetrum. Dasselbe gleicht in seinem schlanken Bau (vgl. *tri* in Fig. 11, Taf. XV) völlig dem analogen Knochen des indischen Tapirs. Das Triquetrum des amerikanischen Tapirs fällt dagegen sofort durch seine plumpere Gestalt auf, eine Eigenthümlichkeit, die besonders dann scharf hervortritt, wenn man sich zufällig in der Lage befindet, Skelete von im Uebrigen ganz übereinstimmenden Dimensionsverhältnissen vergleichen zu können.

Trapezoideum. In Bezug auf diesen kleinsten Knochen des Carpus weisen die recenten Tapire weder unter einander, noch im Vergleiche zu den fossilen irgend welche Unterschiede auf.

Os magnum. Auch für diesen in Fig. 11, Taf. XV von seiner charakteristischen pentagonalen Vorderfläche gezeichneten Carpalknochen vermochte ich kein Unterscheidungsmerkmal gegenüber jenem der recenten Tapire aufzufinden; das Os magnum des indischen Tapirs unterscheidet sich von dem des amerikanischen lediglich durch seine bedeutenderen Dimensionen.

Hamatum (Unciforme). Wie das Triquetrum, so ist auch das laterale Element der distalen Reihe des Carpus, das Hamatum, bei *Tapir. americanus* von plumperem und gedrungenerem Baue, als bei dem indischen Verwandten. Dieses Merkmal kommt hier sogar noch klarer zum Ausdruck als bei dem Triqetrum, da das Hamatum durch seine grössere Ausdehnung in sagittaler Richtung auch eine reichere Flächenentwicklung darbietet. Das Hamatum von Schönstein schliesst sich nun in seinem schlankeren Habitus wieder auf das Engste an die indische Art an. Noch auf ein zweites allerdings sehr unwesentliches Unterscheidungsmerkmal möchte ich hier hinweisen. Die an der Medianseite des Hamatum liegenden Anschlussflächen für das Os magnum und Metacarpale III (vergl. *m'* und *mtc.* III in Fig. 12, Taf. XV) erscheinen bei *Tap. americanus* als getrennte Facetten. An dem Hamatum von Schönstein und von *Tap. indicus* sind sie dagegen bis auf eine kaum kenntliche Scheidelinie, wie eine solche auch distalwärts wieder zwischen den Antheilen vom Metacarpale III und Metacarpale IV an dieser Seite des Hamatum zum Vorschein kommt, verschmolzen.

Metacarpus.

Von den Knochen der Mittelhand fehlt uns nur der mediane, das Metacarpale II, gänzlich; von den übrigen sind wenigstens die proximalen Abschnitte erhalten, und zwar von Metacarpale III und IV jene der linken Seite, anschliessend an den eben beschriebenen fast vollständigen Carpus, vom Metacarpale V das der rechten vorderen Extremität.

Der Vergleich mit dem Metacarpus der recenten Tapire ergab nur in einem Punkte eine kleine Differenz. Das Metacarpale III besitzt an seiner lateralen Begrenzungsfläche, wie Fig. 13 der Taf XV zeigt, zwei getrennte Facetten, *a* und *b*, welche den Facetten *a'* und *b'* an der Medianseite des Metacarpale IV (vgl. Fig. 14 derselben Tafel) entsprechen. An dem correspondirenden Mittelhandknochen der recenten Tapire, des indischen, wie des amerikanischen Typus, tritt an Stelle dieser getrennten Facetten eine einheitliche, vom vorderen bis zum hinteren Rande sich erstreckende Berührungsfläche. Ich vermag nicht zu entscheiden, ob diese Eigenthümlichkeit eine individuelle ist, oder ob vielleicht eine derartige Verschmelzung der Facetten regelmässig in einem späteren Lebensstadium eintritt; dass dieselbe aber von sehr geringer Bedeutung ist, geht schon daraus hervor, dass ein isolirtes Metacarpale III von Ajnácskö, dessen Ausmaasse unten zum Vergleiche mit dem Reste von Schönstein herangezogen wurden und das zweifellos einem völlig erwachsenen Thiere angehörte, in Bezug auf die Vereinigung der Lateralfacetten zum Anschluss an das Metacarpale IV geradezu ein Uebergangsstadium zwischen dem fossilen Tapir von Schönstein und den recenten Arten darstellt. Die Facetten sind an diesem Stücke bereits nahe daran, in eine einzige Fläche zusammenzufliessen.

Von dem Metacarpale III ist uns nur ein sehr kurzes proximales Fragment erhalten geblieben. Dasselbe misst an seinem oberen Ende von innen nach aussen 0·028, von vorne nach hinten 0·021. Die entsprechenden Maximalwerthe für Frontal- und Sagittaldurchmesser des proximalen Endes betragen bei dem vorerwähnten Metacarpale III von Ajnácskö 0·026 und 0·022. Die Frontalbreite ist daher bei dem Stücke von Schönstein sowohl absolut, wie auch im Vergleiche zu dem Sagittaldurchmesser etwas grösser, als an dem Metacarpale von Ajnácskö.

Das Metacarpale IV von Schönstein misst an seinem proximalen Ende von innen nach aussen 0·018, von vorne nach hinten 0·019. Dasselbe findet sich auf Taf. XV in Fig. 11 von vorne, in Fig. 14 von der Median-, in Fig. 15 von der Lateralseite dargestellt; in der lteztgenannten Ansicht bemerkt man die schmale Anschlussfacette *(c)* für das Metacarpale V.

Der in seiner Reduction am weitesten vorgeschrittene Mittelhandknochen, das Metacarpale V, liegt nur von der rechten Seite vor. Fig. 16 der Taf. XV stellt dieses Metacarpale von vorn und von der Medianseite dar. Das distale Köpfchen fehlt. An dem Proximalende bemerkt man nur zwei Facetten, die halbmondförmige grosse Gelenkfläche zum Anschluss an das Hamatum *(h)* und die kleine Facette *(c')* für das nach innen folgende Metacarpale.

Unter den Tapirresten von Ajnácskö fand ich im k. k. naturhistorischen Hofmuseum auch ein isolirtes Metacarpale V, das, wie die

Ablösungsfläche der unteren Epiphyse zeigt, einem Thiere derselben Altersstufe angehörte, wie die Reste von Schönstein. Einige vergleichende Messungen ergaben folgende Werthe:

	Schönstein	Ajnácskö
Proximalende von vorne nach hinten	0·018	0·0155*
Proximalende von innen nach aussen	0·0095	0·0095
Mitte der Diaphyse von vorne nach hinten . . .	0·0135	0·0135
Mitte der Diaphyse von innen nach aussen . . .	0·008	0·008

Mit Ausnahme des durch ein * hervorgehobenen Werthes, der bei dem Stücke von Ajnácskö nur in Folge des Erhaltungszustandes geringer ausgefallen ist, stehen alle Dimensionen in vollständigster Uebereinstimmung. Ich zweifle auch nicht, dass das genannte Metacarpale V auf die kleinere der beiden in Ajnácskö gefundenen Tapirarten, auf *T. hungaricus H. v. M.*, zu beziehen ist. Für das früher erwähnte Metacarpale III von Ajnácskö ist eine gleiche Sicherheit nicht zu gewinnen. H. v. Meyer hat in seiner Beschreibung der Reste von Ajnácskö (l. c. pag. 179) die sämmtlichen Skeletreste der Extremitäten, die ihm vorlagen, auf *Tapirus priscus Kaup.* bezogen und die Frage unerörtert gelassen, ob nicht Einzelnes davon der kleineren Art, die durch den mehrerwähnten prächtig erhaltenen Schädel repräsentirt wird, zuzuweisen sei.

Tarsus.

Während wir den Carpus bis auf das Pisiforme vollständig reconstruiren konnten, ist uns aus dem Tarsus nur ein einziger Knochen, und zwar das Cuneiforme I erhalten geblieben. Die losen Beziehungen, in welchen dieses Element der Fusswurzel zu den mechanischen Verrichtungen des Fusses steht, gestatten diesem Knochen, wie man schon a priori erwarten darf, für die speciellere Ausbildung seiner Gestalt einen grösseren Spielraum, als irgend einem anderen Bestandtheil des Tarsus.

In der That bestehen auch zwischen dem Cuneiforme I des indischen und jenem eines amerikanischen Tapirs morphologisch so auffallende Unterschiede, dass ihnen ein Laie, dem dieselben isolirt vorliegen, wohl kaum die gleiche Stellung im Skelet anweisen würde. Noch eigenthümlicher ist aber die Gestaltung des Tarsale's, das wir hier als Cuneiforme I des fossilen Tapirs von Schönstein zu beschreiben haben, und es dürfte überhaupt schwer gewesen sein, diesem Knochen seine wahre Stellung im Skelet mit voller Sicherheit anzuweisen, wenn nicht auch die Proximalenden der 3 Metatarsalien der Untersuchung zugänglich gewesen wären.

Das Cuneiforme I des *Tap. americanus* besteht in einer schwach gebogenen Knochenspange von gestreckt rechteckigem Umriss, deren Länge ungefähr $2^{1}/_{2}$ Mal die Breite übertrifft. — Dieselbe liegt, mit ihrer Convexseite nach rückwärts gewendet, in der Art an der Plantarseite des Fusses, dass sie von der Medianlinie, wo sie an Metatarsale II, Cuneiforme II und Scaphoid articulirt, bis an den Aussenrand des Tarsus reicht, hier durch Bänder an den Unterrand des Cuboideum

und die hintere Aussenecke des Metatarsale IV angeheftet.[1]) Das Cuneiforme I schliesst also wirklich nach Art einer Spange die tiefe Aushöhlung, welche an der Plantarseite der Metatarsalien entsteht, nach rückwärts ab. Auf der Convexseite dieser Spange bemerkt man eine stumpfkantige Erhebung, welche diese nach rückwärts gewendete Ansicht des Knochens in zwei nahezu gleich grosse, und mit gleicher Neigung dachförmig nach aussen und innen abfallende Flächen theilt. Ausser den drei in scharf gebrochenen Winkeln zusammenstossenden Facetten zum Anschluss an die vorerwähnten drei Knochenelemente an der Medianseite des Fusses besitzt dieses Tarsale des amerikanischen Tapirs keine weitere Facette. Für die sehnige Verbindung mit dem äusseren Rand des Tarsus dienen als Insertionsstellen die Tuberositäten in dem lateralen Abschnitt dieses Tarsale.

Bei *Tapirus indicus* ist das Cuneiforme I eine Knochenplatte von kurz rechteckigem Umriss; Breite und Länge verhalten sich etwa wie 4 : 3. Der Knochen trägt nicht mehr den Charakter einer Spange; er umfasst auch einen geringeren Abschnitt der Rückseite der Tarso-Metatarsalverbindung, indem er mit seinem lateralen Rande nur bis zum Metatarsale III reicht, mit welchem er durch eine Facette in directe Berührung tritt. Die lateralen Tuberositäten zum Zwecke der sehnigen Verbindung mit dem Aussenrande des Tarsus sind nur noch andeutungsweise erhalten. Die Kante, welche die rückwärtige Fläche des Cuneiforme I der amerikanischen Art in zwei nahezu gleich grosse Felder abtheilt, ist zwar an dem analogen Tarsale des indischen Tapirs noch nachweisbar, aber so weit nach Aussen gerückt, dass das äussere der beiden rückwärtigen Felder in seiner Ausdehnung weit hinter dem medianen zurückbleibt und zugleich sehr steil nach vorne abdacht.

Das wichtigste Unterscheidungsmerkmal dieses letztbeschriebenen Keilbeines gegenüber jenem des amerikanischen Tapirs ist also abgesehen von der völlig veränderten Gestalt der Besitz einer eigenen lateralen Facette zur Verbindung mit dem plantaren Fortsatz der Metatarsale III. Die Facetten an der Medianseite zur Verbindung mit Scaphoideum, Cuneiforme II und Metatarsale II sind an dem genannten Tarsale der indischen Art ebenso scharf ausgeprägt, wie bei *Tapirus americanus*. Nur rücken die Facetten aus der rein medianen Randstellung, welche sie bei letzterem einnehmen, mehr an die untere, respective vordere Fläche der Knochenplatte hinab.

---

[1]) Cuvier hat diesen Knochen irrthümlicher Weise als Rudiment eines Dig. V aufgefasst, wie aus seiner Beschreibung des Tarsus von *Tapirus americanus* (Ossem. foss. 4. édit. 1834, pag. 297) klar hervorgeht: „Il n'y a de même aucun vestige de pouce; mais le petit doigt est représenté pas un os allongé, crochu au bout, articulé au scaphoïde, au petit cunéiforme et au métatarsien externe.“ Dass am Schlusse dieses Satzes „métatarsien interne“ zu setzen ist, an Stelle von mét. externe, ist wohl selbstverständlich.

Auch die Darstellung welche Cuvier von dem Carpus des Tapirs gegeben hat, (eod. loc. pag. 294) steht unter dem Einfluss einer augenblicklichen fehlerhaften Orientirung über die Lage der carpalen Elemente; auf die dadurch veranlasste Verwirrung hat bereits Blainville (Ostéograph. Heft Tapir, pag. 17) hingewiesen.

Seit Kowalewsky's Untersuchungen über den Carpus und Tarsus der Hyopotamen erscheint es kaum mehr nothwendig, einzelne diesbezügliche Irrthümer der älteren osteologischen Literatur im Besonderen zu beleuchten und zu berichtigen.

Das Cuneiforme I des fossilen Tapirs von Schönstein tritt in Uebereinstimmung mit den bei *Tap. indicus* zu beobachtenden Verhältnissen ebenfalls in gelenkige Verbindung mit dem Metatarsus. Während aber bei dem indischen Tapir diese Verbindung auf das Metatarsale III beschränkt bleibt, erstreckt sie sich hier noch auf das Metatarsale IV. Entsprechend diesem innigeren Anschlusse an die äusseren Metatarsalien wird die Verbindung mit dem inneren Strahl, dem Metatarsus II, aufgegeben, und es erscheint gleichzeitig auch die Beziehung zu den Elementen des Tarsus gelockert. An Stelle der 3 Facetten, welche wir an dem medianen Rand des ersten Keilbeines bei *Tap. americanus* und *indicus* beobachtet haben, sehen wir an dem Cuneiforme von Schönstein nur eine einzige Facette, welche ihrer Position zufolge zweifellos jener für den Anschluss an das Scaphoideum entspricht. Die Berührungsflächen für das Cuneiforme II und für den inneren Strahl des 3gliederigen Mittelfusses fehlen gänzlich. Der kurze gedrungene Knochen rückt hierdurch ganz in die Mitte der plantaren Höhlung des Fusses hinein und trägt in Folge dieser Stellung, sowie seiner eigenthümlichen Gestalt auf den ersten Blick mehr den Charakter eines Sesambeines, als eines Tarsalelementes.

Die eigenthümliche Gestalt dieses Knochens gelangt durch die Fig. 17, 18 und 19 der Taf. XV zur Anschauung. Die Abbildungen beziehen sich auf das Cuneiforme I der rechten Seite, welcher auch die auf derselben Tafel dargestellte Metatarsal-Verbindung (Fig. 2) angehört.[1]) Fig. 18 zeigt dieses Tarsale in der Rückansicht, welche der Convexseite der von *Tap. americanuss* beschriebenen Knochenspange homolog ist. Die schon bei *Tap. indicu* stark lateralwärts verschobene Kante, welche dort die Rückseite in zwei Felder abtheilte, fällt hier offenbar ganz in den Lateralrand, so dass die Rückseite eine einzige Fläche darstellt. Der warzenförmige Fortsatz, in welchen diese Fläche lateralwärts ausläuft, entspricht morphologisch den Tuberositäten in dem lateralen Abschnitt des Cuneiforme I der recenten Tapire. Setzt man das Tarsale von Schönstein mit der ebenen Rückseite auf den Tisch, so erhält man die in Fig. 17 gegebene Ansicht. Dieselbe erinnert in auffallender Weise an die Gestalt eines Klump-Fusses, wobei die rückwärtige oder plantare Seite des Knochens die Sohle einer solchen Fuss-Missbildung, der verschmälerte, in einen stumpfen Fortsatz auslaufende laterale Theil die Ferse, der gerade abgestutzte Medianrand endlich die Zehenendigung vorstellen müsste. In dieser Stellung kommen auch die Facetten für Metatarsale III und IV am besten zur Ansicht. Sie liegen nahezu in einer Ebene und erscheinen als lang elliptische, durch eine leistenförmige Erhöhung getrennte, seichte Concavitäten. Die grössere derselben vermittelt, wie auch aus der Betrachtung von Fig. 2 derselben Tafel klar wird, den Anschluss an Metatarsale III. Die kleine, ebenfalls elliptische Facette zum Anschluss an das Scaphoideum, welche in den Fig. 17 und 18 ganz in den Rand der Zeichnung hineinfällt, ist in Fig. 19 gut sichtbar *(sc.)* Aus der Lage dieser Facette geht schon hervor, dass diese Ansicht den Knochen von der Proximalseite darstellt.

[1]) Durch einen Zufall, der umso merkwürdiger ist, als alle anderen Elemente des Tarsus fehlen, fand sich unter den zur Untersuchung eingesendeten Materialien auch das dazu gehörige Gegenstück, das Cuneiforme I der linken Seite, vor.

Metatarsus.

Aus einer grösseren Zahl von Bruchstücken konnte der rechte Mittelfuss vollständig reconstruirt werden, ausserdem liegt noch ein isolirtes Metatarsale IV von der linken Extremität vor. Fig. 2 der Taf. XV stellt die 3 Metatarsalien der rechten Seite in ihrer natürlichen Verbindung, und zwar von der Plantarfläche gesehen, dar. Es wurde diese Ansicht gewählt, um die an der Rückseite der Metatarsalien III und IV befindlichen Facetten *(c¹)* für das Cuneiforme I in situ naturale zur Anschauung zu bringen und dadurch zugleich das besser zu erläutern, was oben über die eigenthümliche Stellung dieses Cuneiforme gegenüber den übrigen Knochen des Tarsus gesagt wurde.

Wie bereits aus der Beschreibung dieses vereinzelten Tarsales ersichtlich ist, ergibt sich im Baue des proximalen Abschnittes des Metatarsale III ein wichtiger Unterschied zwischen den beiden Haupttypen der recenten Tapire. Ein zweites, für die Differentialdiagnose wichtiges Merkmal bietet, wie wir sehen werden, das Metatarsale IV dar. In beiden Fällen schliesst sich der fossile Tapir von Schönstein auf das Engste an den Tapirtypus der alten Welt an. Nächst den Beziehungen, die wir im Baue des Schädels aufgefunden haben, erscheinen mir jene im Tarso-Metatarsus als die bemerkenswerthesten, und sie verdienen jedenfalls eine ausführlichere Besprechung.

Metatarsale III. Die proximale Gelenkfläche dieses Mittelfussknochens ist bei der fossilen Art ebenso wie bei *Tap. indicus* von fast gleichseitig dreieckigem Umriss mit einer spitzen Endigung nach hinten (Vgl. Fig. 1, Taf. XV). Bei unserem fossilen Tapir stossen in dieser Spitze zwei Facetten in schneidender Kante aneinander: Eine laterale, *b'*, welche den Anschluss an Metatarsale IV vermittelt, und eine mediane, aber bereits stark nach rückwärts gewendete, *c¹*, die Facette für das erste Cuneiforme. Bei *Tapirus indicus* sind, wie wir schon aus dem vorhergehenden Abschnitte über das Cuneiforme I wissen, beide Facetten vorhanden, und es besteht gegenüber den Verhältnissen bei der fossilen Art nur der eine Unterschied, dass die beiden Facetten, obwohl sehr nahe aneinander gerückt, doch nicht in einer Kante zusammenstossen.[1]) An dem Metatarsale III des *Tapirus americanus* erscheint die proximale Gelenkfläche nach hinten stumpf abgerundet und endet mit einer Tuberosität, welche nur auf ihrer lateralen Fläche eine Facette trägt, unsere Facette *b'* zur Verbindung mit Metatarsale IV. Die Facette *c¹* fehlt, da das Cuneiforme I bei dieser Art keine gelenkige Verbindung mit dem Metatarsale III eingeht.

Das Metatarsale III des fossilen Tapirs weist also an der Medianseite (Fig. 3, Taf. XV) drei, an der Lateralseite (Fig. 4, Taf. XV) zwei Facetten auf; dasselbe gilt von *Tap. indicus.* Dagegen besitzt das genannte Metatarsale von *Tap. americanus* jederseits nur zwei Facetten, die paarigen Anschlussflächen an die benachbarten Mittelfussknochen.

An dem distalen Ende des Metatarsale III von Schönstein ist nur der eine Umstand bemerkenswerth, dass die Diaphyse vor der Ver-

[1]) Ganz übereinstimmende Verhältnisse bietet in dieser Beziehung das Metatarsale III von *Rhinoceros sumatranus* dar. Ein Unterschied gegen *Tapirus indicus* liegt nur darin, dass der Anschluss an Metatarsale II durch eine einzige Facette hergestellt wird.

bindung mit dem unteren Köpfchen plötzlich sehr stark anschwillt. Diese Eigenthümlichkeit, welche zugleich die scharfe Absetzung der distalen Köpfchen bedingt, fällt auch bei *Tap. indicus* auf, in viel geringerem Grade aber bei *Tapirus americanus.*

Metatarsale II. Dasselbe bietet keine auffallenden Differenzen gegenüber jenem der recenten Tapire. Nur auf einen Punkt möchte ich hier aufmerksam machen. Bei *Tapirus indicus* sind die beiden lateral gelegenen Gelenkflächen zum Anschluss an das Metatarsale III durch eine scharf ausgeprägte, von vorne nach hinten ziehende Kante in je zwei unter sehr stumpfem Winkel zusammenstossende Facetten getrennt. Von diesen articuliren nur die unteren, distalen mit dem Metatarsale III, die oberen, proximalen Abschnitte der durch die erwähnte Kante gebrochenen Gelenkfläche dienen zum Anschluss an die beiden Facetten, welche der Träger des Mittelfingers, das Cuneiforme III, an seiner Medianseite aufweist. Bei dem Tapir von Schönstein ist nun diese eigenthümliche Facettirung der medianen Articulationsflächen des Metatarsale II, wie die Abbildung in Fig. 6 der Taf. XV zeigt, noch recht gut zu beobachten, wenn auch die trennende Kante schwächer zum Ausdruck kommt, als in dem eben beschriebenen Falle. Bei *Tapirus americanus* fehlt aber auch jede Andeutung einer solchen Kante gänzlich.

Von der Anschlussfläche für das kleine Cuneiforme II erscheint an dem Metatarsale von Schönstein der nach hinten abdachende Abschnitt durch eine tiefe Furche abgetrennt (*r* in Fig. 1 und 5, Taf. XV). Von dieser Eigenthümlichkeit abgesehen, ist der Umriss der proximalen Gelenkfläche jener bei den recenten Arten ganz analog.

Metatarsale IV. Fig. 1, Taf XV stellt diesen Knochen von der proximalen Gelenkfläche, Fig. 7 derselben Tafel von vorne, Fig. 8 von der medianen oder inneren Seite dar. An Fig. 8 bemerkt man, dass die vordere der beiden an der Innenseite dieses Metatarsale liegenden Gelenkflächen durch eine von vorn nach rückwärts ziehende, horizontal gestellte Kante in zwei Facetten gebrochen erscheint: In eine untere, rein mediane, *b* der Figur, welche zusammen mit der in derselben Ebene und demselben Niveau liegenden, weiter rückwärts sichtbaren Facette *b'* den Anschluss an das Metatarsale III vermittelt — und in eine obere Facette, c^3, welche, wie Fig. 7 derselben Tafel zeigt, nicht mehr in der Medianebene liegt, sondern in die Proximalfacies hinaufgerückt ist; sie gelangt daher auch in der rein proximalen Ansicht der Fig. 1 zur Darstellung. Diese letztgenannte Facette schliesst an die Lateralfläche des Cuneiforme III an.

Genau dieselben Verhältnisse finden wir bei *Tap. indicus* wieder; die Fläche c^3 gelangt hier sogar zu noch prägnanterer Entwicklung als an dem Metatarsale IV von Schönstein. Vergleichen wir damit aber den entsprechenden Mittelfussknochen einer amerikanischen Tapirart, so ergibt sich das überraschende Resultat, dass hier, analog den Verhältnissen bei *Rhinoceros*, die proximale Gelenkfläche für das Cuboideum und die mediane für das benachbarte Metatarsale in einer scharfen Kante zusammenstossen; von der proximalwärts sich wendenden Abstutzungs-Facette c^3 ist nicht einmal eine Andeutung vorhanden. Wir erhalten in diesem Merkmal wieder einen neuen Behelf zur Unterscheidung der beiden Typen recenter Tapire,

und einen neuen Beweisgrund dafür, dass der fossile Tapir von Schönstein dem indischen Typus näher steht, als jenem der neuen Welt.

Von beiden recenten Typen unterscheidet sich aber der fossile Tapir von Schönstein sehr auffallend dadurch, dass das Metatarsale IV, ebenso wie das Metatarsale III, noch eine besondere Facette für die Verbindung mit dem Cuneiforme I aufweist. Es wurde auf diesen Umstand schon bei der Beschreibung des genannten Tarsalknochens aufmerksam gemacht. Die Facette, welche in Fig. 1, 2 und 8 der Tafel XV mit c^1 bezeichnet wurde, stösst mit der Anschlussfacette (b') für das Metatarsale III, wie Fig 8 zeigt, in einer schneidenden Kante zusammen. Mit der correspondirenden Facette an Metatarsus III liegt sie nahezu in einer Ebene.

Unter den Materialien von Ajnácskö fand sich ein nahezu vollständig erhaltenes Metatarsale IV vor, das in seiner allgemeinen Gestalt sehr gut mit den Stücken von Schönstein übereinstimmt. Leider ist gerade der hintere Fortsatz des Proximalendes, der als Träger der Facetten b' und c^1 im vorliegenden Falle von besonderer Wichtigkeit ist, abgebrochen, und wir können daher nicht entscheiden, ob auch an diesem Stücke eine besondere Articulationsfläche für das erste Keilbein vorhanden war, oder wie bei den recenten Tapiren fehlte. Das Metatarsale ist, wie die folgenden Maasszahlen zeigen, von bedeutenderen Dimensionen, als jenes von Schönstein; besonders auffallend ist der Unterschied in der Länge. Wir dürfen mit Rücksicht auf diese Differenz insbesondere wohl annehmen, dass das Stück der grösseren, von H. v. Meyer als *Tap. priscus Kaup* bestimmten Art von Ajnácskö angehört.

Metatarsale IV	Schönstein	Ajnácskö
Gesammtlänge	0·103	0·120
Proximalende, grösster Durchmesser von vorn nach hinten	0·0235	0·023 (approx.)
Proximalende, grösster Durchmesser von innen nach aussen	0·0185	0·020
Distales Köpfchen von vorne nach hinten .	0·022	0·0245
„ „ „ innen nach aussen .	0·0175	0·020
Mitte der Diaphyse von vorne nach hinten .	0·019	0·019
„ „ „ „ innen nach aussen .	0·011	0·012

Ich gebe im Anschlusse daran noch die correspondirenden Ausmaasse der beiden anderen Metatarsalien von Schönstein, für welche mir kein Vergleichsmaterial aus den Ablagerungen von Ajnacskö vorliegt.

	Metat. II	Metat. III
Gesammtlänge	0·102	0·113
Proximalende, von vorne nach hinten	0·021	0·025
„ „ innen nach aussen	0·016	0·0275
Distales Köpfchen, von vorne nach hinten	0·021	0·018
„ „ „ innen nach aussen	0·019	0·026
Mitte der Diaphyse, von vorne nach hinten	0·012	0·011
„ „ „ „ innen nach aussen	0·013	0·022

Phalangen.

Es liegen uns von Schönstein eine Anzahl isolirter Phalangen vor, welche der Vollständigkeit wegen in Kürze besprochen werden sollen.

Bei der Ordnung dieser Stücke werden naturgemäss zu unterscheiden sein: Grund-, Mittel- und End- oder Hufphalangen der symmetrischen Mittel- und der asymmetrischen Seitenzehen, und zwar des Vorder- und Hinterfusses.

Von den Grundphalangen (= Phalangen der 1. Reihe) der Mittelzehen besitzen wir nur eine proximale Epiphysenplatte, welche in Fig. 10 der Taf. XV abgebildet wurde. Der Eindruck der Mittelleiste des Metatarsalköpfchens, den man an diesem Stücke sehr gut beobachten kann, ist bei Tapirus an Vorder- und Hinterfuss in ganz gleicher Weise ausgeprägt, so dass man dadurch über die Stellung der Phalange im Skelet nicht näher orientirt wird. Wichtiger ist das Verhältniss von Längs- und Querdurchmesser der proximalen Gelenkfläche, und diesem zufolge gehört das Stück, wie ein Vergleich mit recenten Tapiren zeigt, zur vorderen Extremität. Frontal- zu Sagittaldurchmesser = 0·026 zu 0·016.

Von den Grundphalangen der Seitenzehen liegen zwei Stücke vor, welche wegen ihrer schlanken Gestalt auf die hintere Extremität bezogen werden müssen. Analoge Glieder der Seitenzehen, welche im k. k. naturhistorischen Hofmuseum von der Localität Ajnácskö aufbewahrt werden, sind unseren Stücken an Grösse so bedeutend überlegen, dass ihre Zugehörigkeit zu einer anderen Tapirart, in diesem Falle also zu *Tap. priscus Kaup* nach v. Meyer, keinem Zweifel unterliegen kann. Ich gebe zum Vergleich die wichtigsten Dimensionen beider.

Grundphalange einer Seitenzehe	Schönstein	Ajnácskö
Gesammtlänge	0·0245	0·029
Grösste Breite oben	0·019	0·021
„ „ unten	0·014	0·016
Grösster Sagittaldurchmesser oben	0·020	0·022
„ „ „ unten	0·0135	0·0145

Für die symmetrischen Mittelphalangen (= Phalangen der 2. Reihe) liegen keine Belegstücke vor. Die Mittelphalangen der Seitenzehen werden dagegen durch mehrere wohlerhaltene Stücke repräsentirt, welche wegen ihrer gestreckten Gestalt der hinteren Extremität zugewiesen werden müssen. Eines dieser Stücke ist in Fig. 12 der Taf. XIV in der Vorderansicht und in Fig. 9, Taf. XV von der proximalen Gelenkfläche aus abgebildet. Dieses zweite Glied der seitlichen Phalangenreihe zeigt seinen asymmetrischen Charakter in noch ausgesprocheneren Masse als die proximalwärts anschliessenden Grundphalangen; die proximale Gelenkfläche sowohl, wie das distale Köpfchen sind von auffallend einseitigem Bau, und zwar erscheinen sie immer in der Richtung gegen den als Axe dienenden Mittelfinger (Dig. III) hin verschoben. Wo sich die Asymmetrie auch auf den Querschnitt der Diaphyse erstreckt, liegt der steilere Abfall ebenfalls in der Richtung, in welche der Mittelfinger folgt.

Die Dimensionen der auf Taf. XIV, Fig. 12 abgebildeten Mittelphalange der Seitenzehe sind die folgenden:

Mittlere Phalange einer Seitenzehe	Schönstein
Gesammtlänge	0·024
Grösste Breite oben	0·016
„ „ unten	0·015
Grösster Sagittaldurchmesser oben	0·016
„ „ „ unten	0·012

Von den End- oder Hufphalangen (= Phalangen der 3. Reihe liegen 3 Stücke vor, welche auf Taf. XIV, Fig. 9, 10 und 11 in je zwei Ansichten abgebildet wurden. Die symmetrisch gebauten Hufphalangen der Mittelzehen sind an Vorder- und Hinterfuss von verschiedener Gestalt. Jene des Hinterfusses sind von grösserer Länge, zugleich schlanker und zierlicher, und zeigen auf ihre Basis aufgesetzt ein steileres Profil, als die des Vorderfusses. Damit im Zusammenhange steht der verschiedene Umriss der proximalen Gelenkflächen, wie er sich in den Fig. 9 und 10 unter *b* darstellt.

Die Hufphalangen der Seitenzehen sind vollständig asymmetrisch, mit dem steilen Abfall der Axe des Stützapparates zugewendet; sie stellen gewissermassen nur die Hälften einer der Länge nach gespaltenen axialen Hufphalange dar. Die seitlichen Hufphalangen des Vorder- und Hinterfusses lassen sich somit nach denselben Merkmalen auseinanderhalten, wie jene der Mittelzehen. Das in Fig. 11 der Taf. XIV abgebildete Stück gehört, wie die bedeutende Tiefe der proximalen Gelenkfläche *b* auf den ersten Blick zeigt, dem Hinterfuss an, und wie der Vergleich mit dem Skelet eines recenten Tapirs ergeben hat, wahrscheinlich dem Digit. IV des rechten Hinterfusses.

Die in proximaler Richtung aufsteigenden Fortsätze, welche an den axialen Hufphalangen zu beiden Seiten, an den seitlichen Hufphalangen nur an einer Seite zu beobachten sind, waren auch an den fossilen Stücken vorhanden, und dürften nach der Ausdehnung der Bruchflächen zu urtheilen, hier dieselbe Entwicklung erlangt haben, wie bei den Tapiren der Jetztzeit.

Schlussbemerkungen.

Die Hauptergebnisse der vorstehenden Untersuchungen lassen sich in folgenden Schlussätzen zusammenfassen:

1. Der fossile Tapir von Schönstein ist specifisch identisch mit *Tapirus hungaricus H. v. M.*

2. Die genannte fossile Art erscheint durch eine Reihe anatomischer Eigenthümlichkeiten auf das Engste mit *Tapirus indicus* verknüpft, obwohl sie sich in ihrem Körperausmass nicht über die in dieser Beziehung für die amerikanischen Tapire geltenden Mittelwerthe erhebt.

3. Die Lignit führenden Ablagerungen von Schönstein sind pliocänen Alters und fallen aller Wahrscheinlichkeit nach in jene geologische Epoche, welche in den Tertiärbildungen Ungarns und Croatiens, sowie in Frankreich und England durch die Schichten mit *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* vertreten werden.

Die artliche Uebereinstimmung der Reste von Schönstein mit *T. hungaricus* konnte durch den Vergleich der Schädelfragmente und der Oberkieferbezahnung mit dem Original von Ajnácskö zur Evidenz erwiesen werden. Der Umstand, dass von Schönstein auch der Unterkiefer und zahlreiche Reste des Skeletes eines und desselben Individuums vorlagen, und zwar von einem Thiere mit Milchgebiss, hat es möglich gemacht, die Kenntniss der genannten Art wesentlich zu erweitern und zu vervollständigen. Bei der Vergleichung der durch die

beiden Fundstücke repräsentirten Entwicklungsphasen des Gebisses ergaben sich einige bisher nicht beachtete Differenzen in Form und Umriss einzelner Elemente der Milchbezahnung gegenüber jenen des vollständig entwickelten Gebisses.

Der zweite Punkt der vorstehenden Schlussfolgerungen beruht ebenso wie der erste auf vollkommen sicherer Grundlage. Es muss dies darum besonders betont werden, weil die ältere Literatur über fossile Tapire dieses Resultat der vorliegenden Untersuchungen längst vorweggenommen hat, ohne dasselbe auch nur in einem Falle irgendwie näher zu begründen. Seit Croizet und Jobert ihre Beschreibung des *Tapirus arvernensis* (l. c. pag. 164) mit dem Hinweise darauf geschlossen haben, dass der fossile Tapir Südfrankreichs, trotz seiner kleineren Dimensionen dem Tapir Indiens näher stehe als der amerikanischen Art, und zwar wie mit Sicherheit behauptet werden kann, auf Grund von Fossilresten, welche für eine derartige Entscheidung ganz unzureichend waren, gelangten fast alle Autoren selbst auf Grund des dürftigsten Materiales immer wieder zu demselben Schlusssatze. Auch bei Blainville, welcher Croizet und Jobert's Folgerung erst zu allgemeinerer Kenntniss gebracht zu haben scheint, suchen wir vergebens nach einer Begründung dieses Ausspruches, der sich in der Folge einzig und allein durch die überzeugende Kraft der Ueberlieferung immer mehr und mehr befestigte. Besonders bezeichnend für den vorliegenden Fall ist vielleicht der Umstand, dass H. v. Meyer, dem ein weitaus reicheres Material zur Verfügung stand, als allen seinen Vorgängern und der darum auch das erste Mal in der Lage war, die von ihm aufgestellten Arten der Gattung wissenschaftlich zu begründen, in Bezug auf die oben berührte Frage lange nicht zu so präcisen Folgerungen gelangte, wie andere Autoren auf Grund eines Unterkieferfragmentes oder vereinzelter oberer Backenzähne. H. v. Meyer fand bei der Vergleichung der Schädel fossiler Tapire mit solchen recenter Typen so mannigfaltige Beziehungen bald zu der einen, bald zu der anderen Art, dass man sich durch seine Schilderungen unwillkürlich auf den Begriff der „Collectiv-Typen“ hingeleitet fühlt.

Die Funde von Schönstein boten für die Erörterung dieser Frage deshalb eine viel günstigere Grundlage, weil wir ausser einem in der wichtigen Fronto-Parietalregion besonders gut erhaltenen Schädel auch noch die Beschaffenheit des Stützapparates der Extremitäten in Betracht ziehen konnten; und gerade in diesem Theile des Skeletes liessen sich, wie die Ausführungen über Tarsus und Metatarsus insbesondere gezeigt haben, eine Reihe bisher unbeachtet gebliebener Merkmale namhaft machen, welche eine schärfere Präcisirung der Differentialdiagnose zwischen den beiden noch lebenden Haupttypen der Gattung ermöglichen.

Für das Zusammenvorkommen zweier in ihren körperlichen Dimensionen wesentlich verschiedener Tapirarten in Ajnácskö, dem *T. priscus Kaup* und dem *T. hungaricus H. v. M.* —, bietet die heutige Lebewelt insoferne ein Analogon, als auch auf dem amerikanischen Continente neben dem grösseren, die undurchdringlichen Urwalddickichte des Flachlandes bewohnenden *Tapirus terrestris* eine zweite Art bekannt geworden ist, welche durch ihre zierlichere Körpergestalt befähigt

erscheint, höher in's Gebirge anzusteigen. Diesem kleineren Tapir des Berglandes, dem *T. pinchacus*, können wir in biologischer Beziehung unseren Schönsteiner Tapir an die Seite stellen.

Der dritte und letzte Theil unserer Folgerungen, der sich auf die stratigraphische Stellung der lignitführenden Ablagerungen des Schönsteiner Beckens bezieht, ist selbstverständlich nur als ein Wahrscheinlichkeitsschluss zu betrachten, der darin seine Berechtigung sucht, dass *T. hungaricus* einen wesentlichen Bestandtheil der durch *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* charakterisirten Fauna von Ajnácskö bildet, über deren geologische Position nach den oben citirten, klaren Ausführungen von Th. Fuchs heute keinerlei Zweifel mehr obwalten kann. Tapirreste, welche auf die vorerwähnte Art bezogen werden könnten, sind bisher weder in der Fauna von Pikermi, noch in den Schichten mit *Elephas meridionalis* und *Hippopotamus major*, der sogenannten Arnothalfauna, bekannt geworden.

Es stimmt dieses Ergebniss im Wesentlichen ganz gut mit den Schlussfolgerungen überein, zu welchen Rolle auf Grund der Untersuchung der Molluskenfauna dieser Ablagerungen gelangt ist; es darf hierbei nur nicht übersehen werden, dass die Arnothalfauna im Sinne Rolle's offenbar noch jene Schichten mitumfasst, welche wir eben als das eigentliche Lager des *Tapirus hungaricus H. v. M.* bezeichnet haben.

Inhaltsverzeichniss.

Tafel-Erklärungen.

Taf. XIV.

Reste von *Tapirus hungaricus H. v. Meyer* aus den Hangendschichten des Lignitflötzes von Schönstein bei Cilli in Südsteiermark.

Fig. 1. Linke Unterkieferhälfte mit der Milchbezahnung d_1—d_3 und dem ersten bleibenden Molar m_1. s = Symphyse; *f. m.* = Foramen mentale.

Fig. 2. Erster Incisiv rechts des in Fig. 1 dargestellten Unterkiefers; *a)* von hinten, *b)* von vorne, *c)* von der Innenseite.

Fig. 3. Dritter unterer Incisiv derselben Kieferhälfte *a)* von hinten, *b)* von vorn.

Fig. 4. Der erste bleibende Molar des in Fig. 1 abgebildeten Unterkieferastes: 4^a von der Aussenseite, 4^b von vorne.

Fig. 5. Fragment des Schädeldaches von oben gesehen; *max.* = Oberkiefer, *nas.* = Nasenbeine, *front.* = Stirnbein, *par.* = Scheitelbein; c = vordere, c' laterale Crista des Stirnbeines.

Fig. 6. Rechte Oberkieferhälfte mit d_1, d_2 und der äusseren Hälfte von d_3, ferner dem eben zum Durchbruch gelangenden m_1 und der Alveole für m_2.

Fig. 7. Linke Oberkieferhälfte mit der vollständigen Milchbezahnung und der durch Präparation blossgelegten Krone von m_1.

Fig. 8. Linker oberer Canin des Milchgebisses in 3 Ansichten; *a)* von aussen, *b)* von innen, *c)* von hinten.

Fig. 9. Hufphalange der mittleren Hauptstütze (Metatarsus III) des Hinterfusses; *a)* Vorderansicht, *b)* proximale Gelenkfläche.

Fig. 10. Hufphalange der Hauptstütze (Metacarpus III) des Vorderfusses; *a)* Vorderansicht, *b)* proximale Gelenkfläche.

Fig. 11. Eine der seitlichen Hufphalangen des Hinterfusses (Digitus IV rechts ?); *a)* Vorderansicht, *b)* proximale Gelenkfläche.

Fig. 12. Mittlere Phalange einer Seitenzehe des Hinterfusses. Ansicht von vorn.

Fig. 13. Scaphoideum (Radiale) aus dem linken Carpus; l, l' und l'' = Facetten zum Anschluss an das Semilunare; r = proximale Gelenkfläche für den Radius: m, td und mt 2 = distale Facetten für die Verbindung mit dem Os magnum *(m)*, Trapezoideum *(td)* und dem Metacarpale II.

Sämmtliche auf dieser und der folgenden Tafel abgebildete Skeletreste beziehen sich auf 1 Individuum. Die Originalien befinden sich im städtischen Museum von Cilli.

Taf. XV.

Reste von *Tapirus hungaricus H. v. M.* aus den Hangendschichten des Lignitflötzes von Schönstein bei Cilli in Südsteiermark.

Fig. 1. Die proximalen Gelenkflächen der 3 Metatarsalia des rechten Hinterfusses. a und a' = Berührungsflächen der Metatarsalia II und III; b und b' = Berührungsflächen der Metatarsalien III und IV; c^1, c^1 = Anschlussflächen für das cuneiforme 1^m; c^2 = durch eine Furche r in zwei Abschnitte getrennte Gelenkfläche zur Verbindung mit Cuneiforme 2^m; c^3 = Facette für Cuneiforme 3^m.

Fig. 2. Die Metatarsalien II, III und IV in ihrer natürlichen Verbindung von der Rückseite. c^1 = Anschluss-Facetten für das Cuneiforme 1^m.

Fig. 3. Proximalende des Metatarsale III von innen gesehen; a a' = Facetten für Metatarsale II; c^1 = Facette für Cuneiforme 1^m.

Fig. 4. Dasselbe von aussen gesehen; b b' = Facetten für Metatarsale IV.

Fig. 5. Proximalende von Metatarsale II in der Vorderansicht; r, wie in Fig. 1; c^3 = Facette für Cuneiforme 3^m; a = Facette für Metatarsale III.

Fig. 6. Dasselbe von aussen gesehen; a a' = Facetten für Metatarsale III; c^3 c^3 = Facetten für Cuneiforme 3^m.

Fig. 7. Proximalende von Metatarsale IV. b = Facette für Metatarsale III, c^3 = Facette für Cuneiforme 3^m.

Fig. 8. Dasselbe von Innen. *b b'* = Facetten für Metatarsale III, c^3 = Facette für Cuneiforme 3^m, c^1 = Facette für Cuneiforme 1^m.

Fig. 9. Proximale Gelenkfläche der in Fig. 12 der vorhergehenden Tafel abgebildeten Phalange einer hinteren Seitenzehe.

Fig. 10. Proximale Gelenkfläche der ersten Phalange von Digitus III des Vorderfusses.

Fig. 11. Ein Abschnitt aus dem linken Carpus mit der Metacarpalien III und IV. *lu* = Semilunare; *tri* = Triquetrum; *ham* = Hamatum; *m* = Os magnum; *mtc* III = Metacarpale III; *mtc* IV = Metacarpale IV.

Fig. 12. Semilunare, Hamatum und Triquetrum des linken Carpus in ihrer natürlichen Verbindung von der Medianseite gesehen; *l*, *l'* und *l''* = Facetten für den Anschluss an das Scaphoideum (vergl. Fig. 13 der vorhergehenden Tafel); *m* = Grube für das Köpfchen des Os magnum (capitatum); *m'* = Anschlussfläche für die laterale Facette des Os magnum; *mtc* III, IV, V = Berührungsflächen mit Metacarpale III, IV und V.

Fig. 13. Lateralansicht des linken Metacarpale III; *a*, *b* = Facetten für das Metacarpale IV; *h* = Anschlussfläche an das Hamatum.

Fig. 14. Mediane Seite des linken Metacarpale IV mit den Facetten *a'* und *b'* für das Metacarpale III.

Fig. 15. Lateralansicht desselben Metacarpale mit der Facette *c* für die Verbindung mit dem Metacarpale V.

Fig. 16. Metacarpale V der rechten Seite; *a)* Vorderansicht, *b)* Medianseite; *h* = Anschluss an das Hamatum, *c'* = Facette für Metacarpale IV.

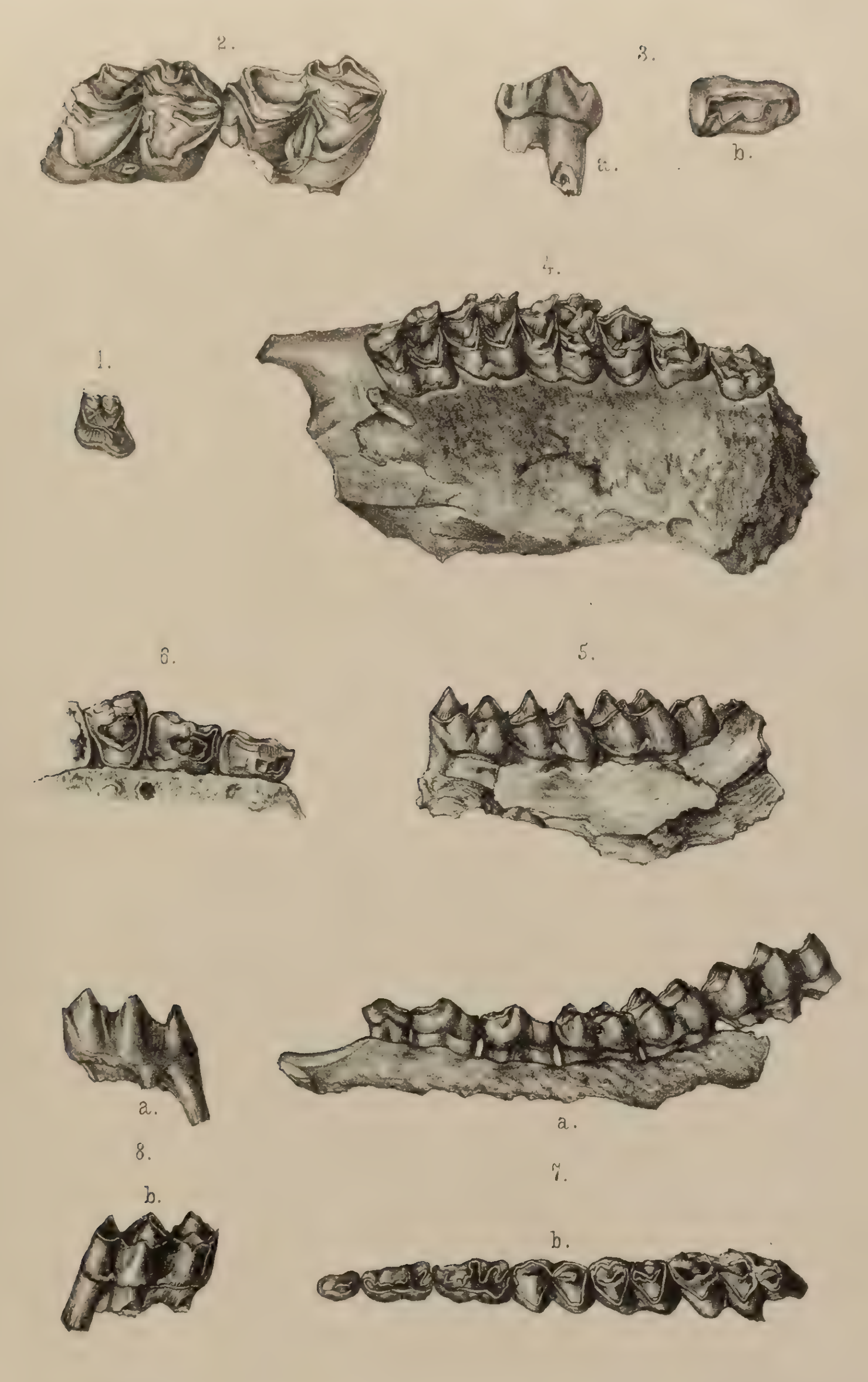
Fig. 17. Cuneiforme I^m des rechten Hinterfusses, Vorderansicht; *mt* III und IV = Facetten zum Anschluss an Metatarsale III u. IV; *sc* = Facette für das Scaphoideum.

Fig. 18. Dasselbe, Ansicht von hinten.

Fig. 19. Dasselbe, Ansicht der proximalen Seite.

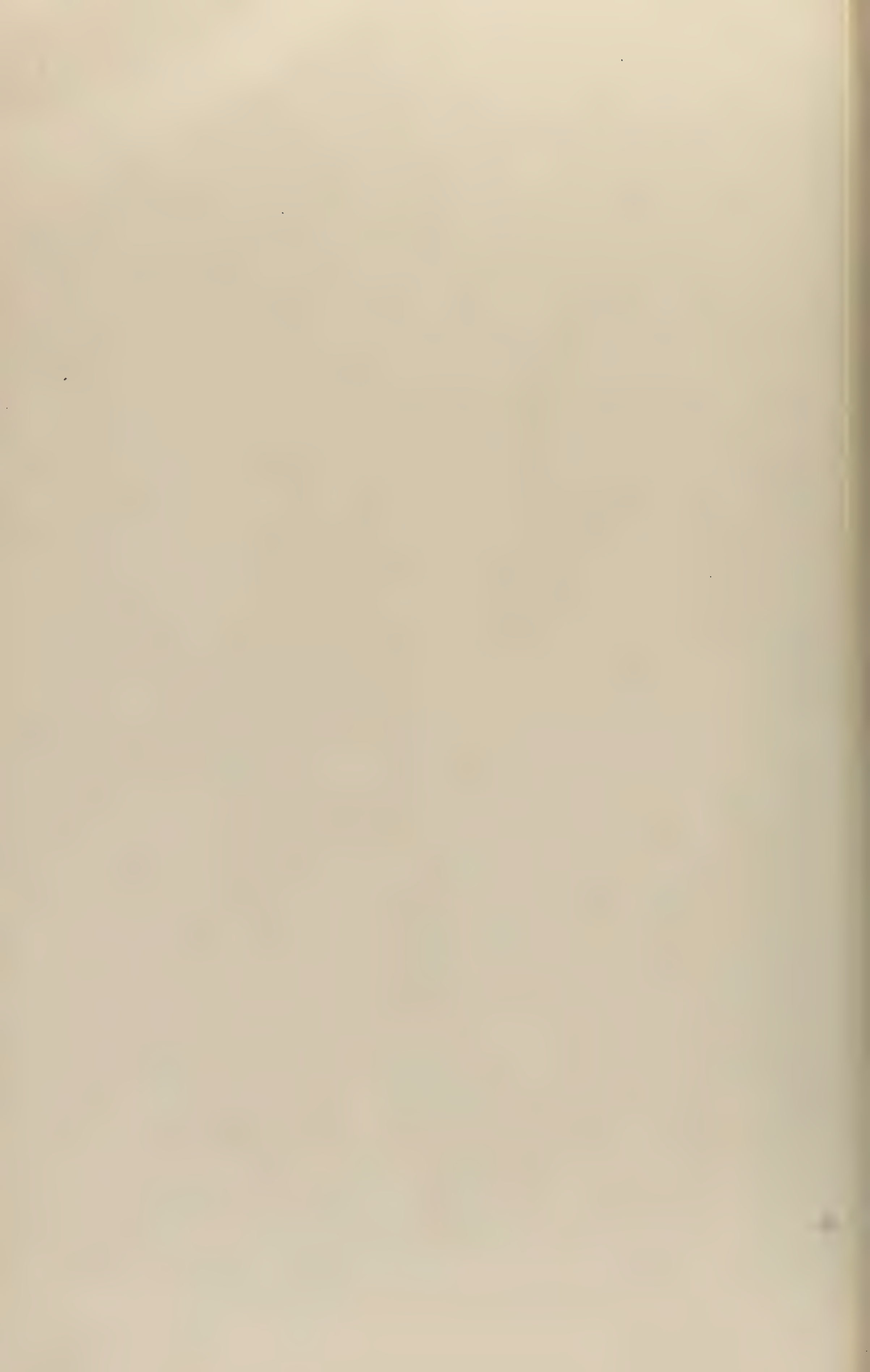
Sämmtliche auf dieser und der vorhergehenden Tafel abgebildete Skeletreste beziehen sich auf 1 Individuum. Die Originalien befinden sich im städtischen Museum von Cilli.

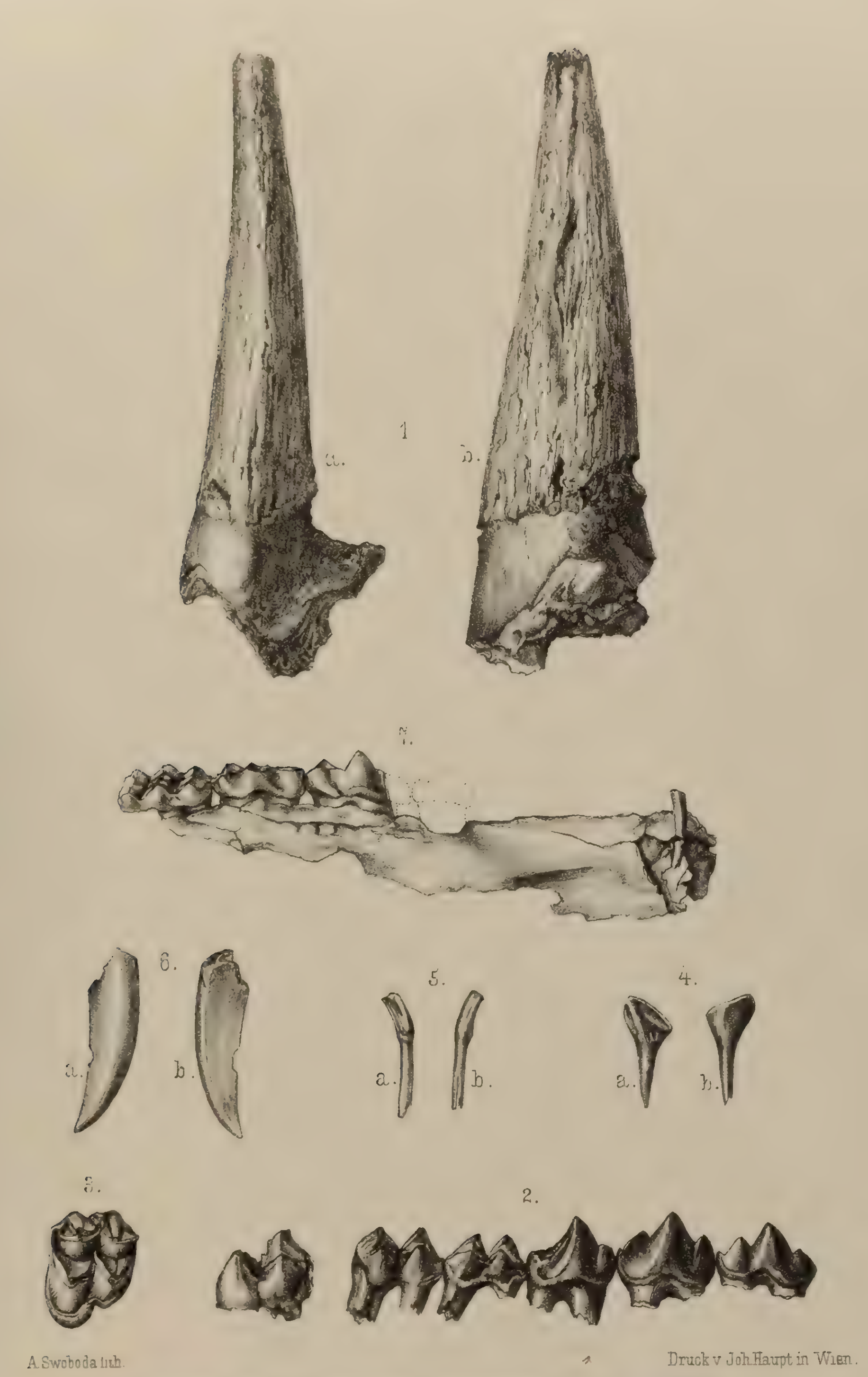
Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.

Verlag v. Alfred Hölder, k. k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.

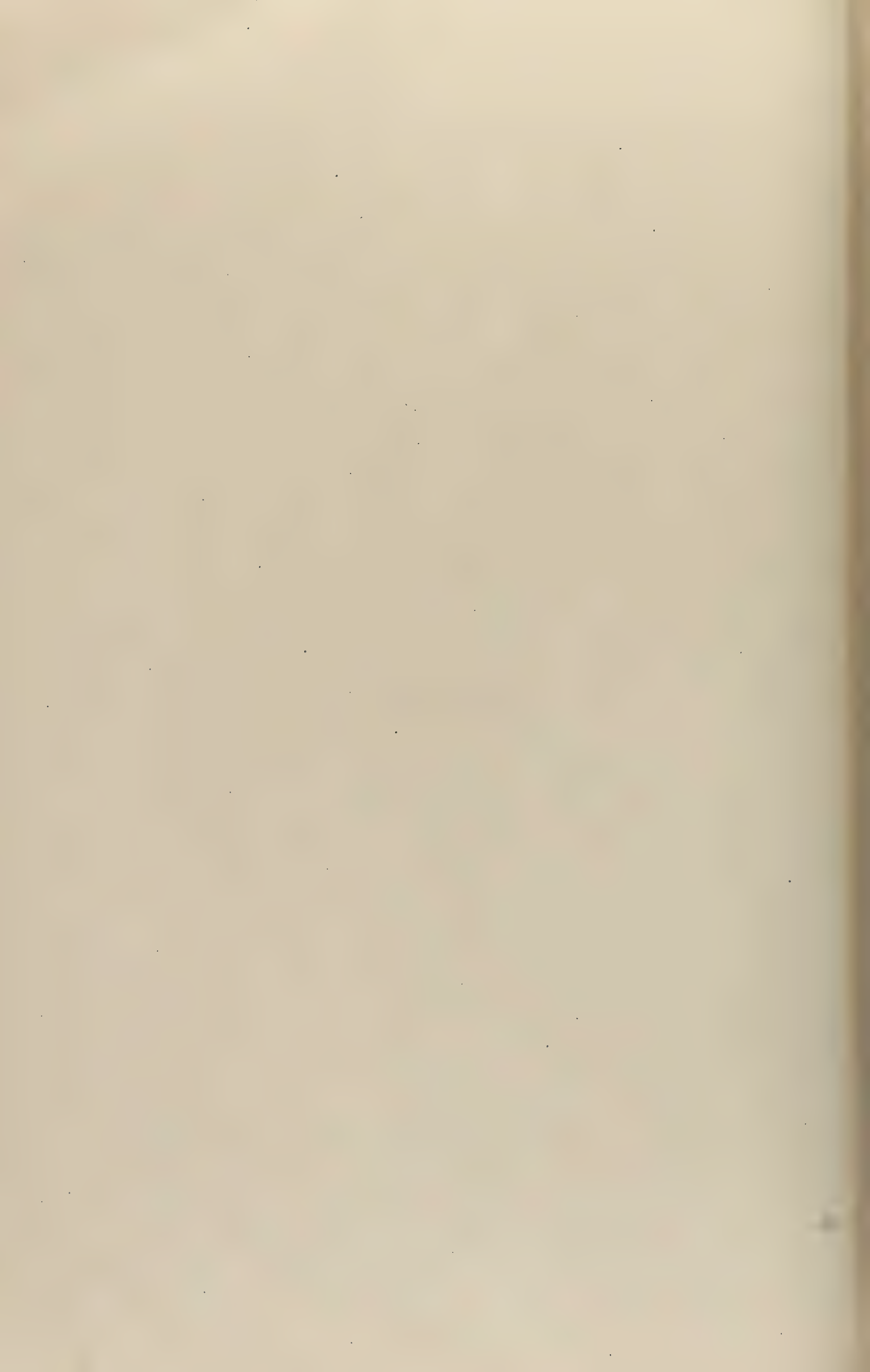


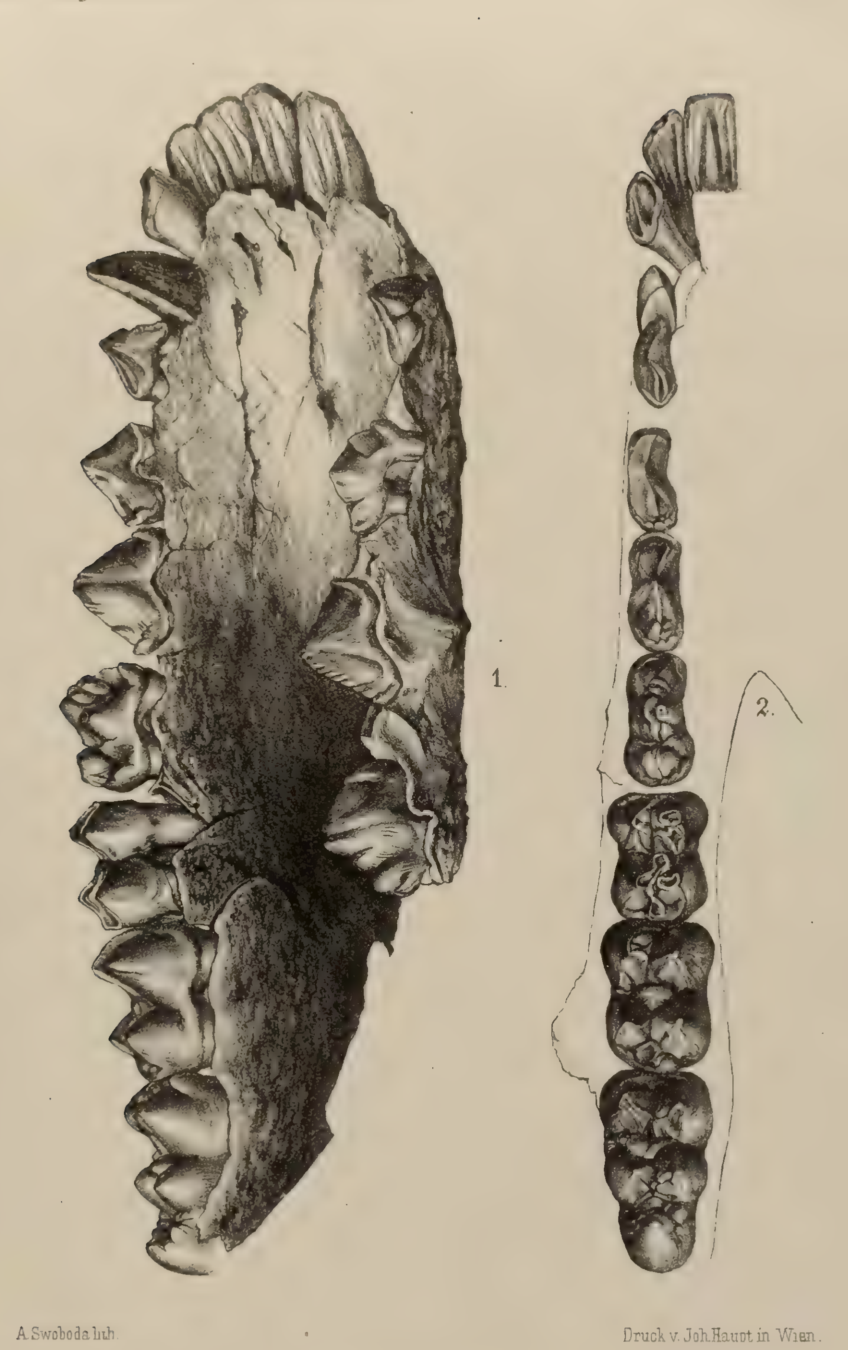


A. Swoboda lith.

Druck v. Joh. Haupt in Wien.

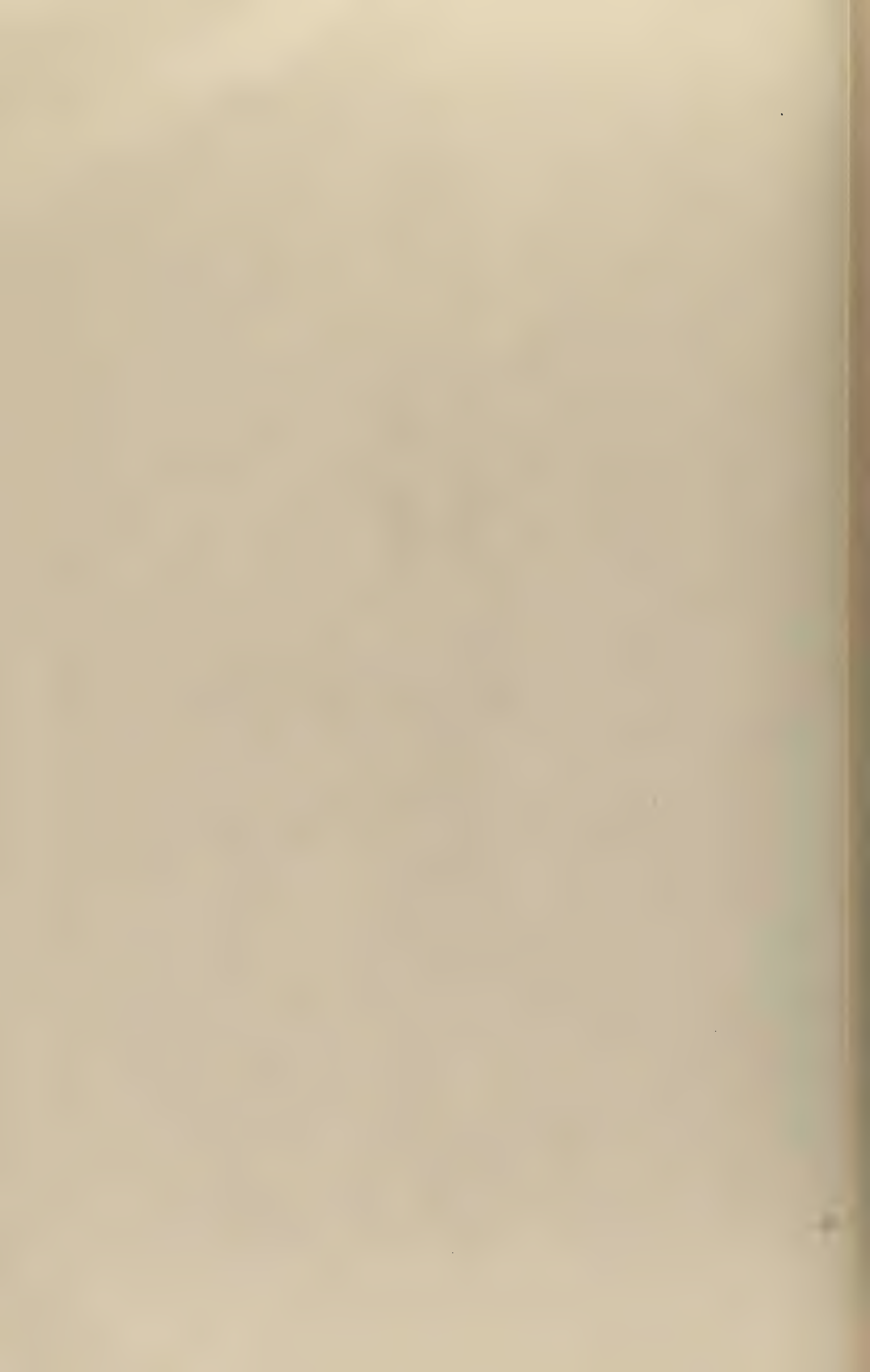
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien





A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVIII 1888
Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof u. Universitäts Buchhandler in Wien.

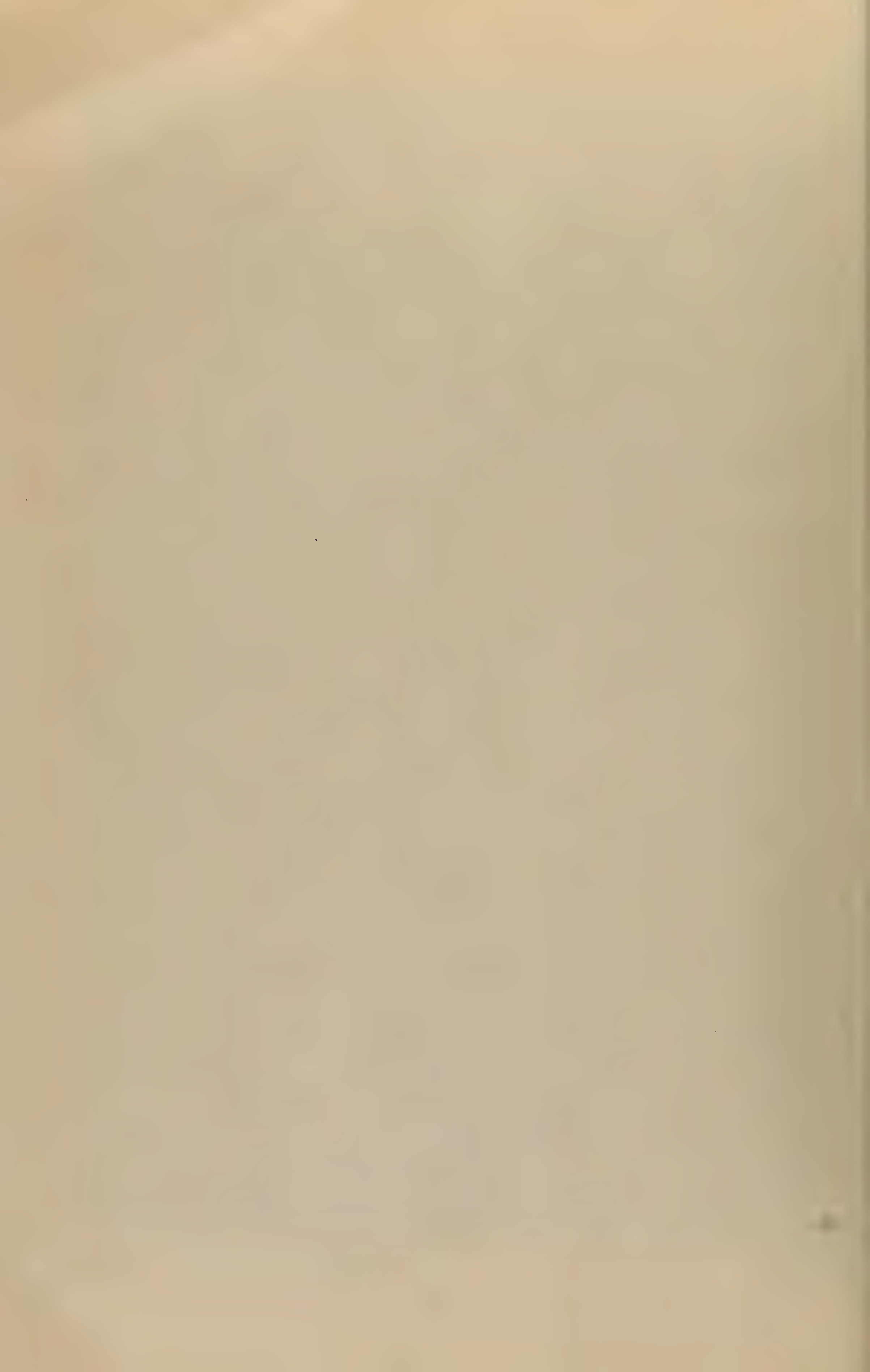


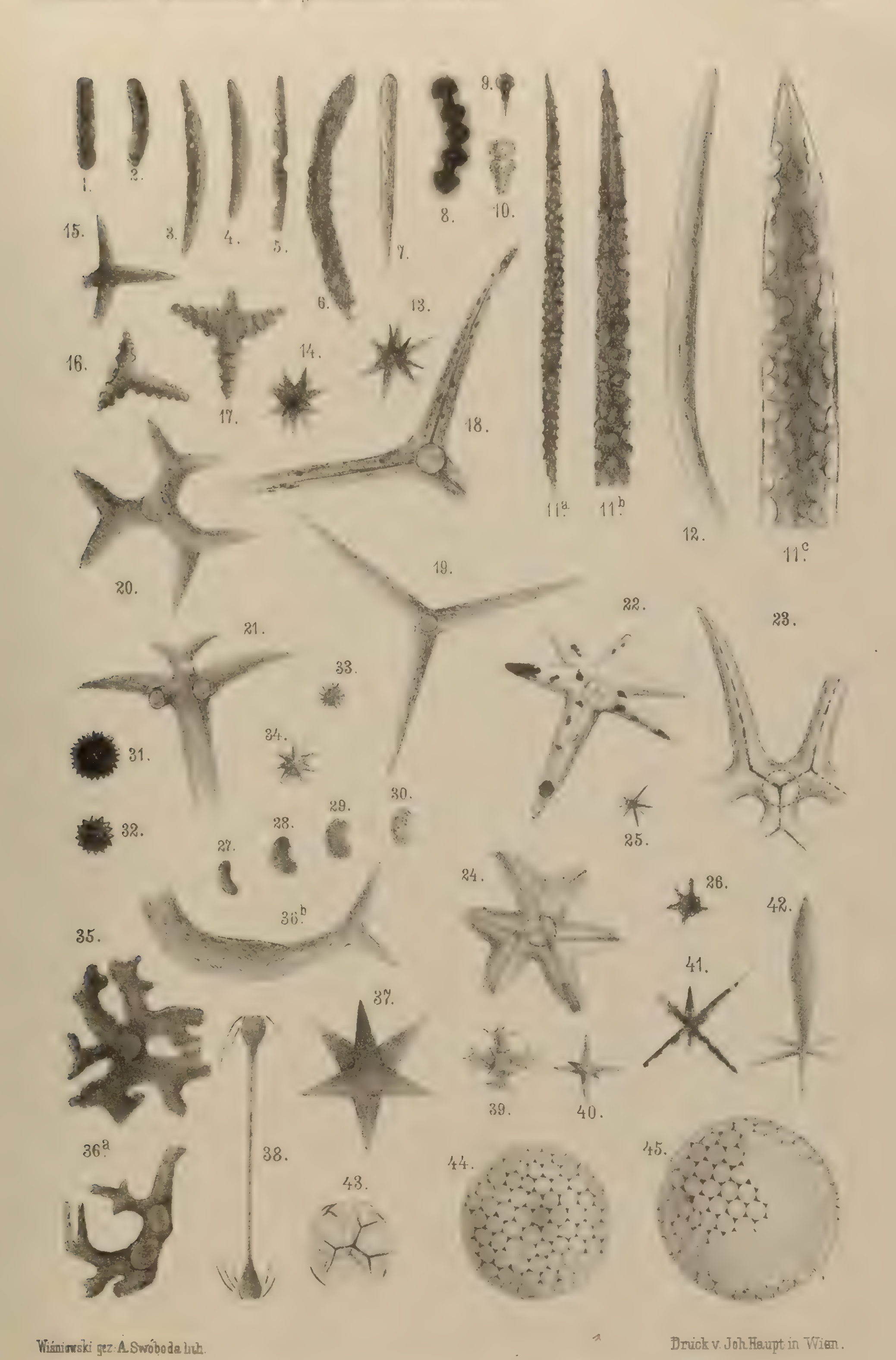


Lichtdruck von *E. Jaffé & A. Albert, Wien.*

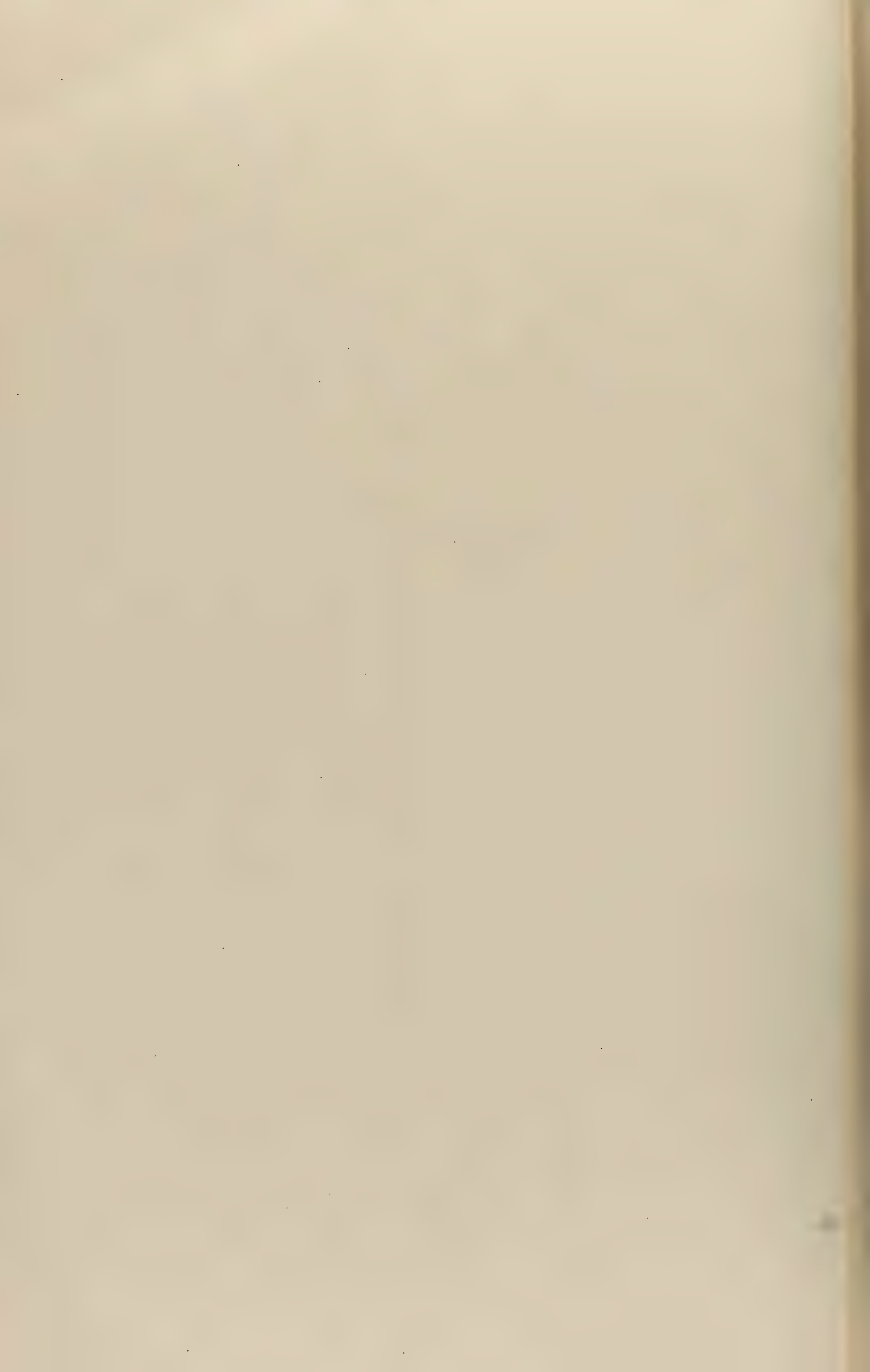
Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 38. Band, 1888.

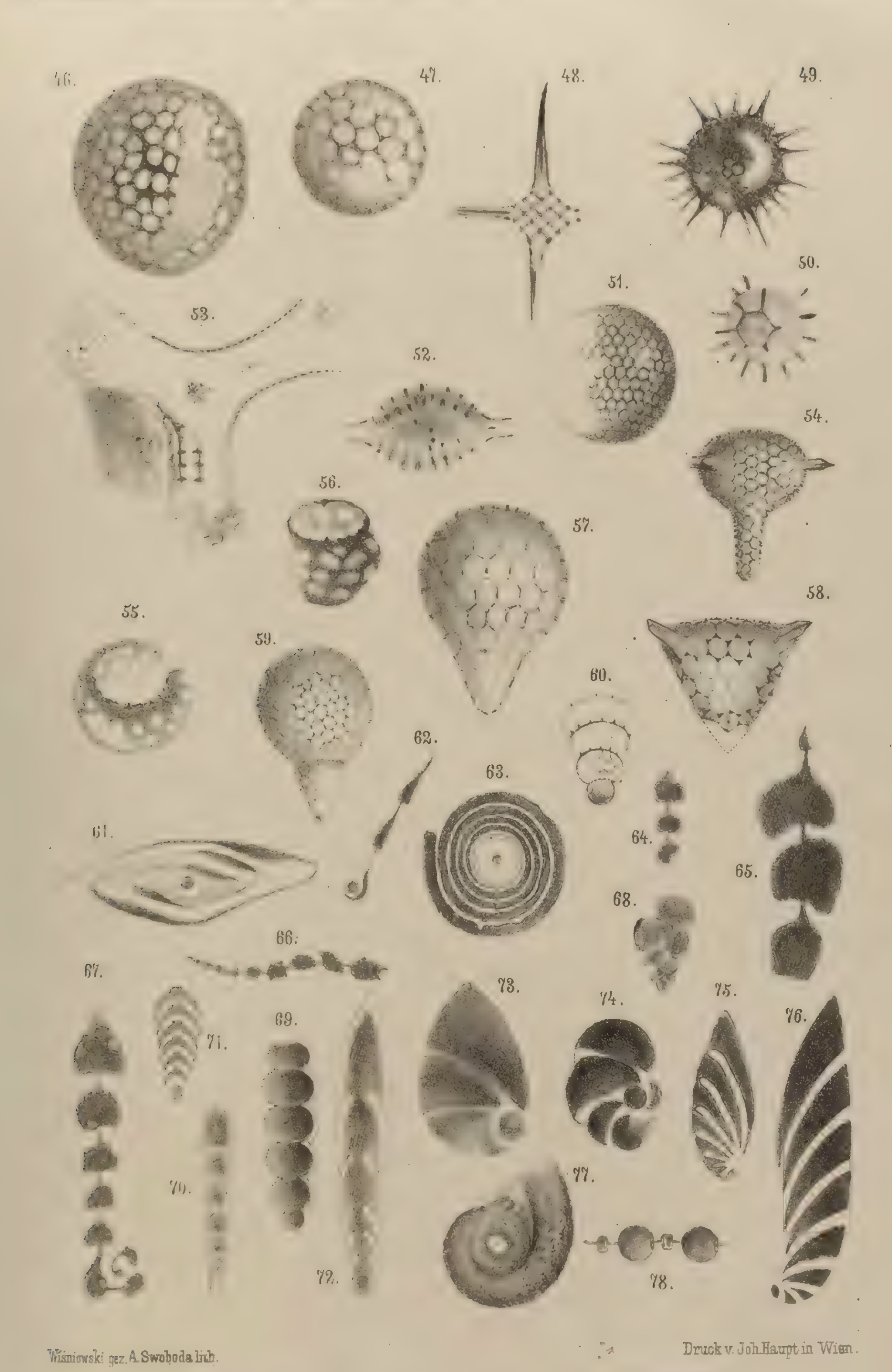
Verlag von **Alfred Hölder**, k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler.





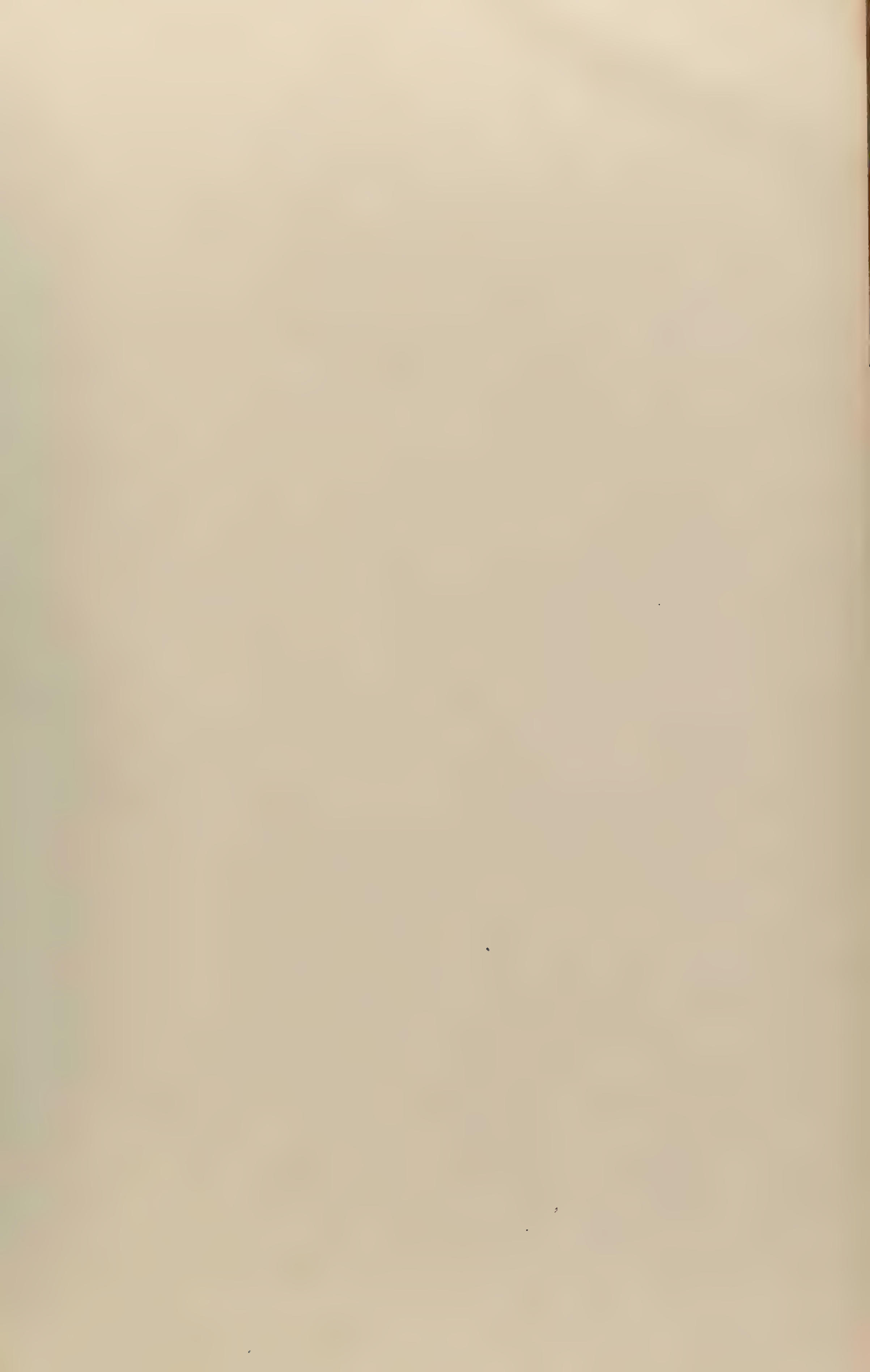
Wiśniowski gez. A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.



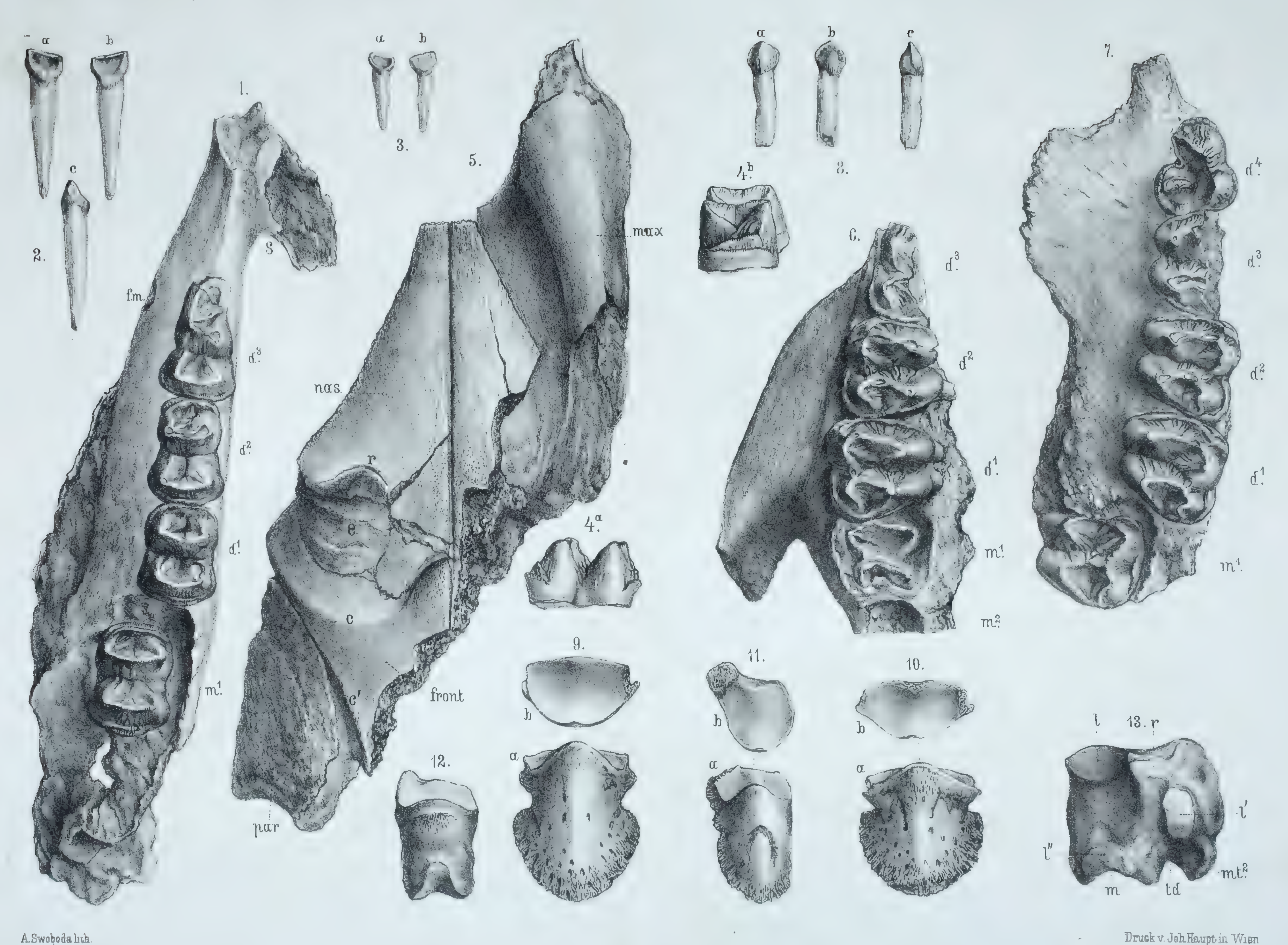


Wiśniowski gez. A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien.



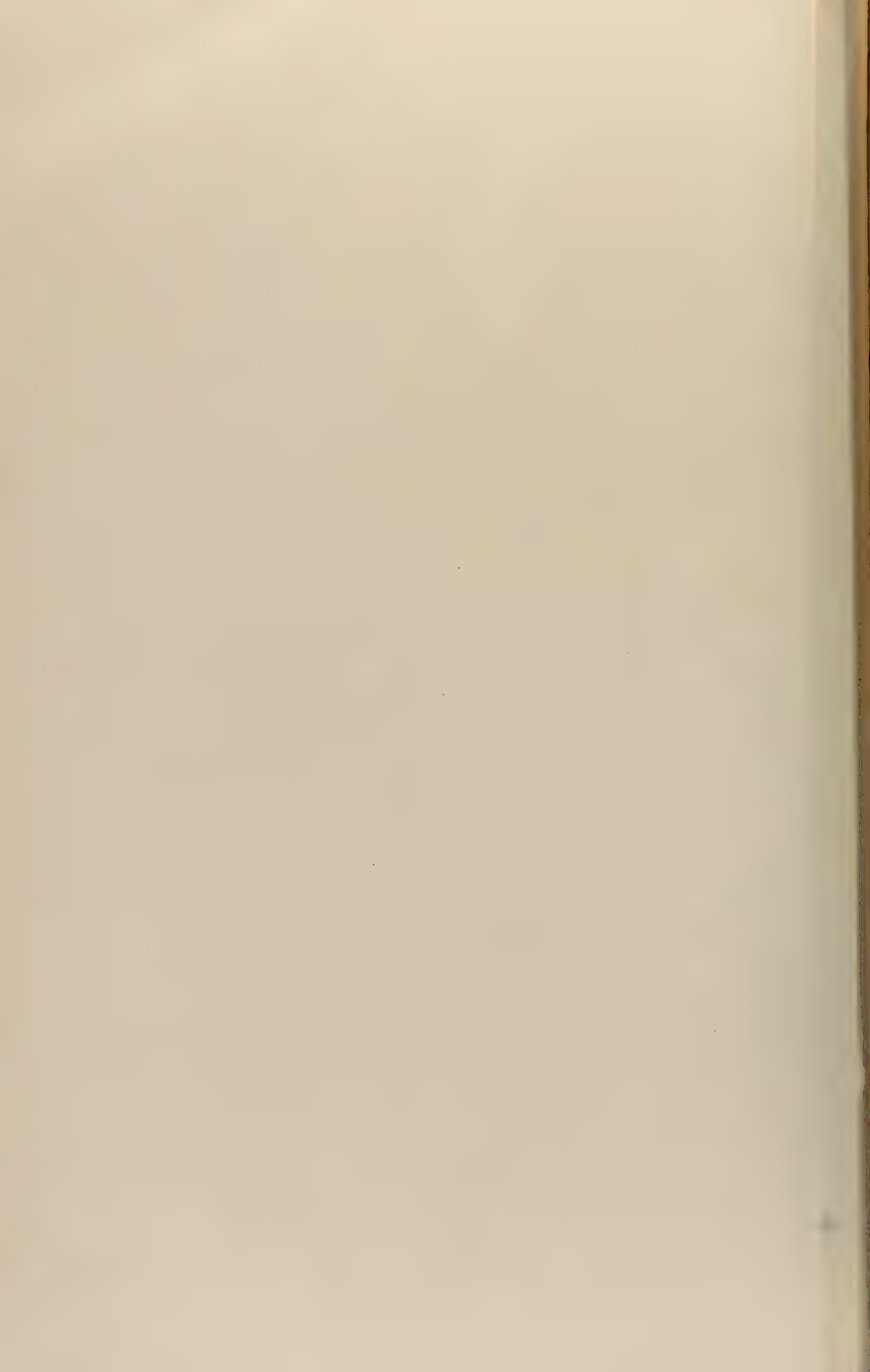


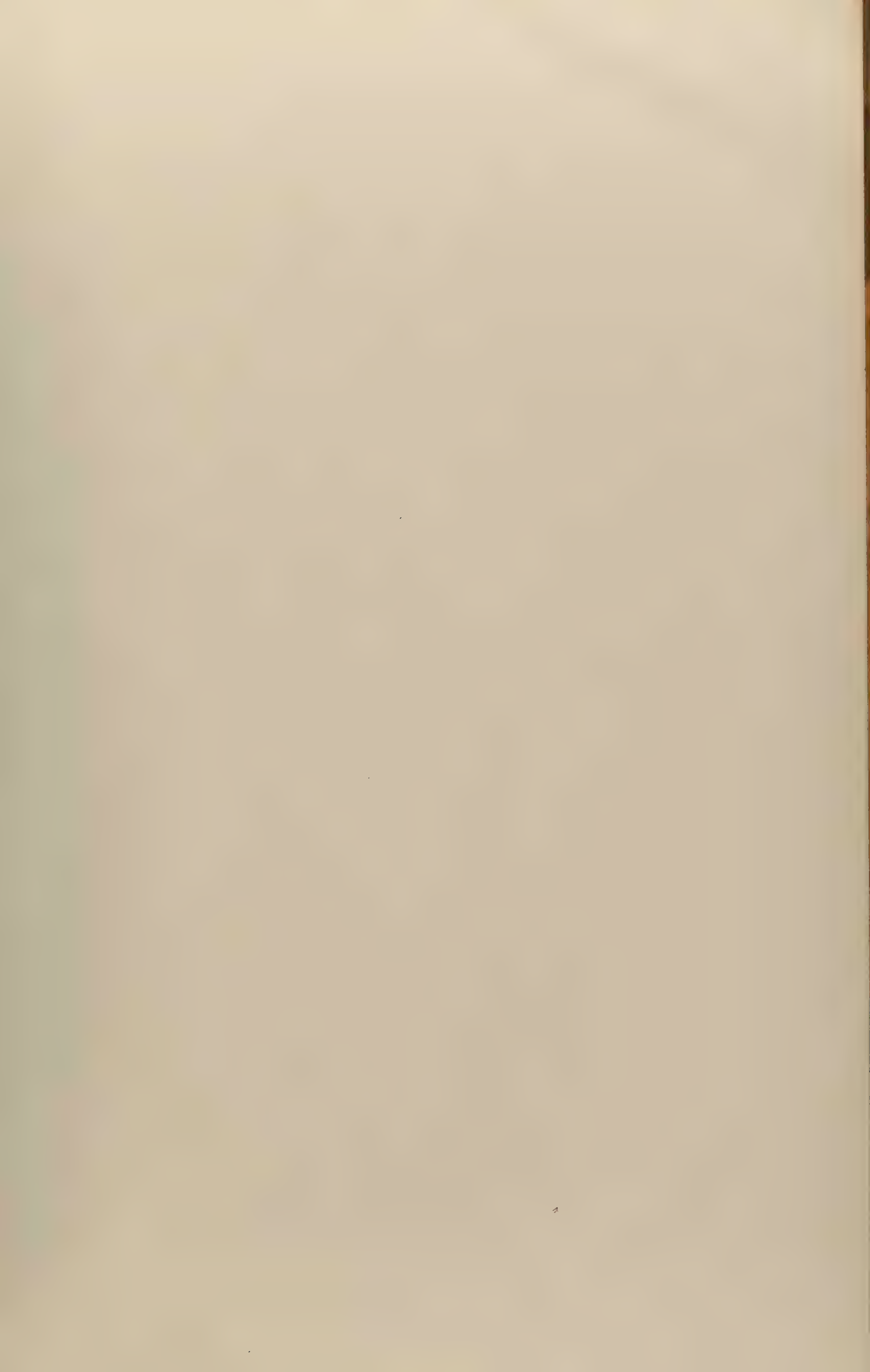




A. Swoboda lith. Druck v. Joh. Haupt in Wien

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.







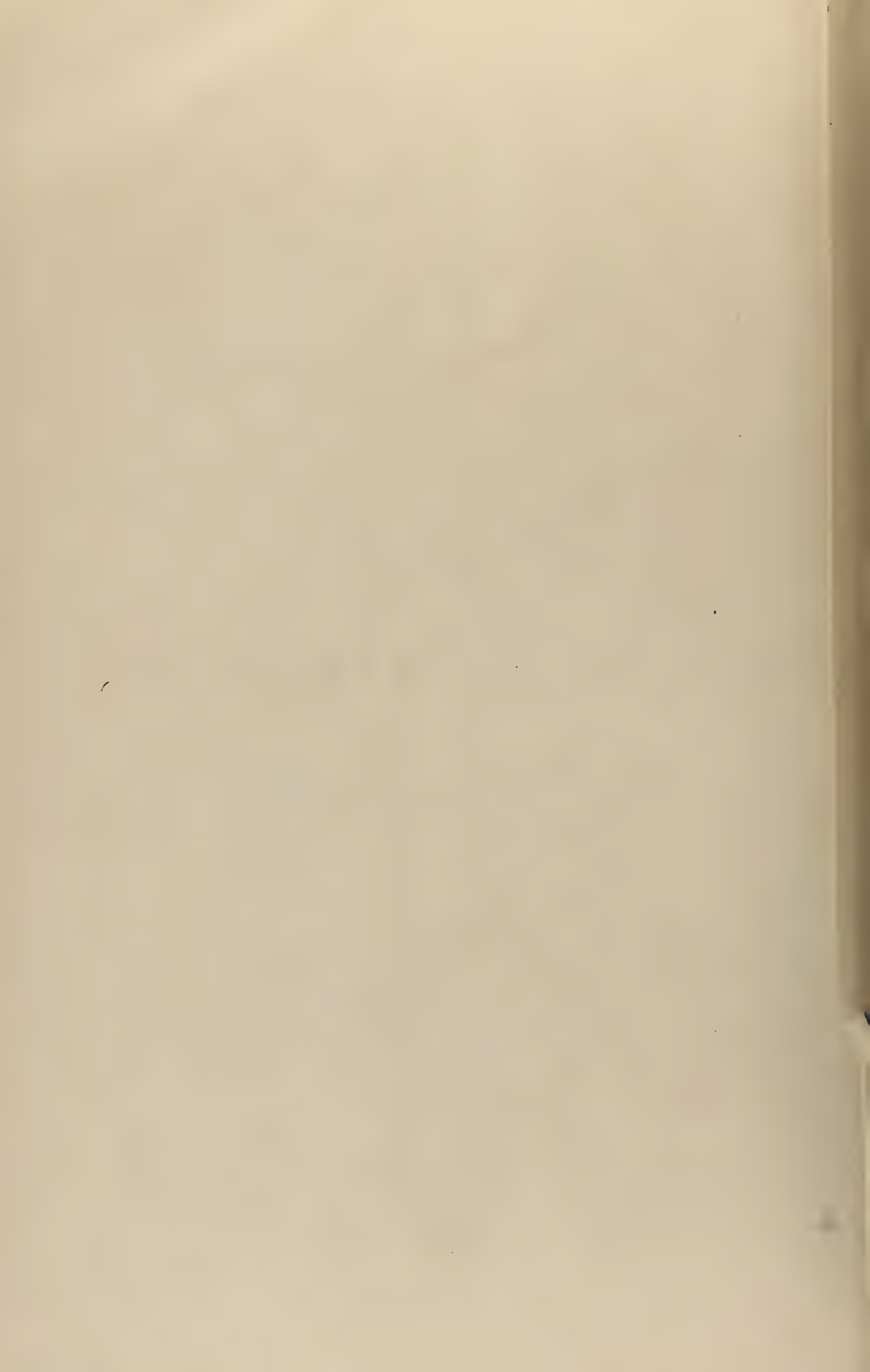


A. Swoboda lith.

Druck v. Joh. Haupt in Wien

Jahrbuch der k.k. Geologischen Reichsanstalt Bd. XXXVIII 1888

Verlag v. Alfred Hölder, k.k. Hof u. Universitäts Buchhändler in Wien.



Verlag von Alfred Hölder, k. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien,
I., Rothenthurmstrasse 15.

Inhalt.

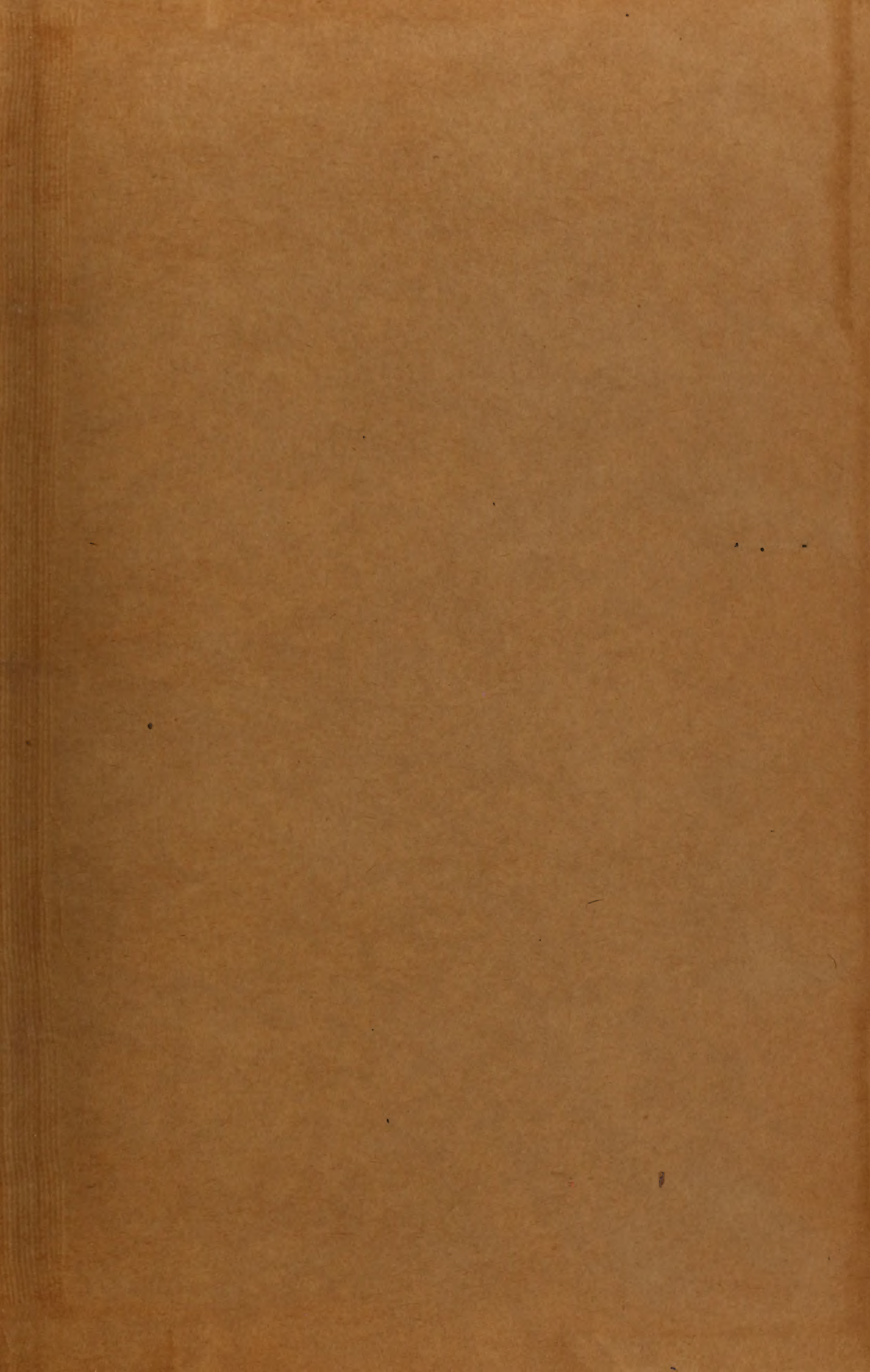
Heft IV.

NB. Die Autoren allein sind für den Inhalt und die Form ihrer Aufsätze verantwortlich.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp., in Wien.








CALIF ACAD OF SCIENCES LIBRARY
3 1853 10006 0370

